

Arminda Sofia Mendes Damas **O Complexo Migmatítico de Bemposta (NE Portugal):
Alguns dados petrográficos, geoquímicos e
isotópicos**

Arminda Sofia Mendes Damas **O Complexo Migmatítico de Bemposta (NE Portugal):
Alguns dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos”)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e da Doutora Maria Elisa Preto Gomes, Professora Catedrática da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

Aos meus pais e irmã.

o júri

presidente

Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha de Almeida
Professor associado da Universidade Aveiro

Professora Doutora Maria dos Anjos Marques Ribeiro
Professora associada da Universidade do Porto

Professora Doutora Maria Elisa Preto Gomes
Professora Catedrática da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

agradecimentos

Depois de tantos percalços ao longo deste percurso, não consigo caber em mim de satisfação por o ver agora terminar. Mas sozinha sei que nunca teria conseguido e por isso só tenho a agradecer a todos os quantos me ajudaram de uma forma ou de outra a chegar a bom porto.

Em primeiro lugar, tenho de agradecer às minhas orientadoras, Professora Maria do Rosário e Professora Elisa. Por toda a ajuda, amizade e sobretudo, paciência! Não posso também deixar de lembrar a Professora Beatriz, por se mostrar sempre disponível e ter sido um grande apoio ao longo de todo o trabalho.

Agradeço ainda à Sara, pela ajuda fundamental no trabalho realizado no LGI-UA, assim como a todos que tão bem me receberam na Universidad de Oviedo. Ao Eng. João, por toda a disponibilidade durante o trabalho de campo. Ao António e ao Johnson pela companhia e ajuda durante a semana de trabalho em Oviedo e por estarem sempre prontos a responder às minhas dúvidas.

À Magalhães, ao Décio e à Diana só por serem os melhores e me darem na cabeça sempre que é preciso.

Ao Fábio por me aturar nos momentos de maior desespero e por todas as discussões geológicas, e ao Joni por ter sido o melhor guia turístico que eu podia ter no Ceará.

À Inês e à Rita por me animarem a casa, mesmo quando não precisava de ser animada! E claro não me vou esquecer do Rafa, Didi, Manel, Ana João, Vanessa, Basco, obrigada a vocês também, pela amizade!

Aos meus escuteirinhos todos, por perceberem as minhas ausências e darem as distrações necessárias nos tempos certos: Laura, Tatiana, Ana, Janeth, Sofia, Francisco, Eduardo... obrigada, por tudo!

Aos de Sempre! Teresa, Fábio, Daniela, Miguel, Bruno, Ana, Sandra, Bárbara, Sónia.

Aos meus pais! É óbvio que sem eles não chegaria aqui! Obrigada por serem o meu suporte e me darem sempre o melhor!

Por último, à minha irmã, à Joana! Por ter os melhores conselhos, por me acompanhar e por ser o melhor exemplo que eu poderia ter!

palavras-chave

Complexo migmatítico, paragneisses, anatexia crustal, orogenia Varisca.

resumo

O Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB) aflora na parte norte da Zona Centro Ibérica (NE Transmontano, Portugal), numa área onde afloram sobretudo metassedimentos do Neoproterozoico/Câmbrico Inferior, pertencentes ao chamado Grupo do Douro do Complexo Xisto-Grauváquico e formações do Paleozoico Inferior, intruídas por granitoides variscos.

As evidências tanto de campo como petrográficas mostram que o CMB foi afetado pelas três fases de deformação varisca (D_1 , D_2 e D_3), que provocaram a sua intensa deformação, metamorfismo e migmatização.

O bandado migmatítico estromático é a estrutura mais penetrativa das rochas do CMB. Desenvolve-se paralelamente à foliação S_2 regional e está localmente dobrado pela D_3 . Os paragneisses que afloram na área terão sofrido fusão parcial no início do regime extensional da D_2 , que coincidiu com o pico metamórfico, mas as condições de anatexia deverão ter permanecido até ao início da D_3 .

Apesar do caráter estromático de grande parte dos migmatitos, a maioria dos líquidos anatéticos não possui evidências de estar “in situ”, devendo os leucossomas ser provenientes de líquidos parentais gerados em níveis mais profundos, que foram injetados quando os seus hospedeiros estavam ainda parcialmente fundidos. O CMB parece representar, assim, um segmento crustal, onde se acumularam volumes significativos de magmas félsicos.

Os dados geoquímicos e isotópicos (Sr-Nd) revelam que tanto os leucossomas como as rochas graníticas analisadas derivam da fusão parcial de protólitos com composição semelhante à dos paragneisses hospedeiros, sendo as suas diferenças determinadas sobretudo por diferentes graus de fracionamento, diferenciação e contaminação dos líquidos anatéticos.

keywords

Migmatitic complex, paragneiss, crustal anatexis, variscan orogeny.

Abstract

The Bemposta Migmatitic Complex (CMB) is located in the northern part of the Central Iberian Zone (NE Portugal), in an area mostly composed by metasediments of the Neoproterozoic/Lower Cambrian, that belong to the so-called Douro Group of the Schist and Metagreywacke Complex (CXG) and by formations of the Lower Paleozoic, intruded by variscan granites.

Both field and petrographic evidences reveal that the CMB was affected by the three stages of variscan deformation (D_1 , D_2 and D_3), which provoked its intense deformation, metamorphism and migmatization.

The stromatic banded is the dominant structure of the CMB. It develops parallel to the regional S_2 foliation and is locally folded by D_3 . The paragneisses that outcrop in the area have been affected by partial melting at the beginning of the D_2 extensional regimen, which coincided with the metamorphic peak, but the conditions of anatexis should have remained until the beginning of D_3 .

In spite of the stromatic character of the migmatites, most of the anatetic melts have no evidence of being "in situ", and the leucosomes must derived from parental melts generated at deeper levels, injected when their hosts were still partially melted. The CMB seems to represent, therefore, a crustal segment, where significant volumes of felsic magmas accumulated.

The geochemical and isotopic data (Sr-Nd) show that both the leucosomes and the granitic rocks analyzed derived from the partial fusion of protoliths with a composition similar to the outcropping paragneisses, and their differences are mainly determined by different degrees of fractionation, differentiation and contamination of the anatetic melts.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos do trabalho	1
1.2. Metodologia de trabalho	2
1.3. Estrutura da dissertação	3
 CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO	 5
II.1. Enquadramento Geográfico	5
II.2. Enquadramento Geológico	6
II.3. A Zona Centro-Ibérica	8
<i>Estratigrafia</i>	8
<i>Tectónica</i>	11
<i>Metamorfismo Varisco</i>	14
<i>Plutonismo Granítico Varisco</i>	15
II.4. Trabalhos prévios na área estudada	17
 CAPÍTULO III: GEOLOGIA LOCAL	 19
III.1. Introdução	19
III.2. Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB)	24
III.2.1. Vilarinho dos Galegos	24
III.2.2. Praia Fluvial de Juncal	26
III.2.3. Faia d'Água Alta (queda de água de Lamoso)	27
III.2.4. Barragem de Bemposta	28
III.2.5. Cais fluvial de Bemposta	29
III.3. Granitóides Variscos	32
III.3.1. Granito sin- a tardi-D2 de Faia d'Água Alta	33
III.3.2. Granito sin-D3 de Bemposta e aplogranito associado (Pedreira de aplito de Bemposta)	34
 CAPÍTULO IV: MATERIAIS E MÉTODOS	 35
IV.1. Confeção de lâminas polidas e estudo petrográfico	35
IV.2. Microsonda eletrónica	35
IV.3. Preparação física das amostras	37

IV.4. Geoquímica de Rocha Total	38
IV.5. Análises isotópicas por TIMS	38
IV.5.1. Fundamentos Teóricos	39
<i>Sistema Isotópico Rb-Sr</i>	40
<i>Sistema Isotópico Sm-Nd</i>	42
<i>Geoquímica Isotópica Sr-Nd</i>	43
<i>Idades Modelo</i>	45
IV.5.2. Determinação das Razões Isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	46
<i>Digestão química das amostras</i>	46
<i>Cromatografia iónica</i>	46
<i>Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS)</i>	47
 CAPÍTULO V: PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL	49
V.1. Introdução	49
V.2. Caracterização petrográfica	50
V.2.1. Paragneisses migmatíticos do CMB	50
<i>Mesossomas</i>	50
<i>Leucossomas</i>	56
<i>Litologias resistentes</i>	60
V.2.2. Granitóides Variscos	61
<i>Granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi-D2</i>	61
<i>Granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi-D3</i>	65
V.3. Evolução Metamórfica	68
V.4. Química Mineral	71
V.4.1. Feldspato Potássico	72
V.4.2. Plagioclase	73
V.4.3. Biotite	76
V.4.4. Moscovite	78
V.4.5. Granada	80
V.4.6. Turmalina	81
 CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA	85
VI.1. Discriminação entre rochas de origem ígnea e sedimentar	85
VI.2. Classificação dos mesossomas do CMB	87
VI.3. Classificação dos leucossomas, aplogranitos, granitos e pegmatitos ..	88

VI.4. Diagramas de Variação Química	92
VI.4.1. Elementos maiores	92
VI.4.2. Elementos traço	95
VI.4.3. Diagramas de Terras Raras (REE)	99
VI.5. Geologia Isotópica	101
VI.5.1. Geoquímica isotópica Sr-Nd	101
VI.5.2. Idades Modelo (T_{DM})	103
VI.6. Evolução Petrogenética	104
 CAPÍTULO VII: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	 107
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 111
 ANEXOS	
<i>Anexo 1</i>	I
<i>Anexo 2</i>	XXV

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

Figura II.1: Enquadramento geográfico da área de estudo.	5
Figura II.2: Distribuição dos afloramentos variscos do centro da Europa e da Península Ibérica (modificado de Behr et al., 1984, extraído de Costa, 2006). MO- Zona Moldanubiana, RH- Zona Reno-hercínica, ST- Zona Saxoturingiana. am- Maciço Armoricano, bm- Maciço da Boémia, cor- Cornualha, fmc- Maciço Central Francês, hz- Harz, pyr- Pirinéus, rs- Rheinisches Schiefergebirge, sw- Schwarzwald, v- Vosques	6
Figura II.3: Divisão do Maciço Ibérico em zonas indicando a posição da Zona Galiza-Trás-os-Montes proposta por Farias et al. (1987) (extraído de Pérez-Estaún et al., 2004).	7
Figura II.4: Principais domínios litoestratigráficos da Zona Centro Ibérica (adaptado de Martínez Catalán et al., 2004 por Teixeira, 2008).	8
Figura II.5: Sequência estratigráfica do Grupo do Douro (adaptado de Dias et al., 2006; 2013).	10
Figura II.6: Principais domínios estruturais do autóctone da ZCI: As setas a vermelho representam as vergências das estruturas D1 (extraído de Dias et al., 2006; 2013 e referências inclusas).	12
Figura II.7: Distribuição das faixas metamórficas no noroeste do Maciço Ibérico (adaptado de Martinez et al., 1988 por Esteves, 2006).	14
Figura II.8: Distribuição dos granitóides sin-D3, e tardi-pós-D3 no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo et al., 2005).	16

CAPÍTULO III: GEOLOGIA LOCAL

Figura III.1: Enquadramento geológico da área de estudo (adaptado de Dias da Silva, 2013).	19
Figura III.2: Mapa geológico simplificado mostrando as principais unidades geológicas representadas na área em estudo e as isógradas de metamorfismo regional varisco (adaptado de Pereira et al., 2001; Ferreira et al., 2005; Dias da Silva, 2013).	20
Figura III.3: Mapa geológico simplificado da área em estudo, mostrando a localização dos afloramentos seleccionados para a presente investigação (adaptado de Pereira et al, 2001; Ferreira et al., 2005; Dias da Silva, 2013).	23

Figura III.4: Afloramento de Vilarinho dos Galegos. (a) Vista panorâmica do afloramento. (b) Aspeto geral do afloramento, onde se podem observar os migmatitos do CMB intruídos por um corpo pegmatítico e vários veios de quartzo discordantes.	24
Figura III.5: Afloramento de Praia Fluvial de Juncal. (a) Vista do rio Douro a partir do cais fluvial. (b) Bandado estromático nos migmatitos do CMB (extraído de Rodrigues, 2008); (c) Bolsadas de leucossomas pegmatóides intercalados nos metapelitos do CMB.	26
Figura III.6: Afloramento de Faia d'Água Alta. (a) Queda de água da Faia d'Água Alta. (b) Aspeto geral do bandado estromático (S_2) nos paragneisses do CMB.	27
Figura III.7: Migmatitos de Faia d'Água Alta. (a) Leucossomas estromáticos intercalados em paragneisse. (b) Leucossoma granítico de grão fino definindo contactos irregulares com o paragneisse hospedeiro. (c) Leucossoma pegmatóide "boudinado".	28
Figura III.8: Barragem de Bemposta. (a) Vista geral da central hidroelétrica. (b) Interior da barragem.	29
Figura III.9: Cais fluvial de Bemposta. (a) Vista geral (b) Foliação S_2 em paragneisses migmatíticos.	29
Figura III.10: Cais fluvial de Bemposta. (a) Nódulo psamítico intercalado em paragneisses pelíticos (b) Aspeto da fotografia anterior com maior ampliação.	30
Figura III.11: Cais fluvial de Bemposta. (a) Bloco solto de metatexito estromático com estrutura bandada (b) Veio leucocrático de leucossoma intercalado em paragneisse.	31
Figura III.12: Cais fluvial de Bemposta. (a), (b) e (c) Microdobras D_3 afetando bandado migmatítico (b) Estruturas S-C afetando bandado migmatítico.	31
Figura III.13: Cais fluvial de Bemposta: Corpo tabular de pegmatito sin- D_2 intercalado em paragneisses migmatíticos.	32
Figura III.14: Afloramento de Faia d'Água Alta. (a) Lâmina granítica intrusiva nos migmatitos do CMB. (b) Aspeto de pormenor do granito, cortado por falhas subverticais tardias.	33
Figura III.15: Pedreira de aplito de Bemposta. (a) Vista geral da pedreira (extraído de Rodrigues, 2008) (b) Agregados de granada, disseminados no granito de grão fino (aprito).	34

CAPÍTULO IV: MATERIAIS E MÉTODOS

Figura IV.1: Diagrama esquemático ilustrando as diferentes fases do trabalho laboratorial.	36
-------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura IV.2 (a): Moinho de Maxilas; (b): Moinho de Anéis de Ágata.	38
Figura IV.3: Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo.	41
Fig. IV.4: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (adaptado de O'Reilly et al., 2009). DM – Manto empobrecido; EM – Manto enriquecido; SCLM – Manto Litosférico Subcontinental; BE – Terra Primitiva	44
Figura IV.5: Colunas primárias usadas no LGI-UA.	47
Figura IV.6: Espectrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) do LGI-UA.	48

CAPÍTULO V: PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

Figura V.1: Mapa geológico simplificado da área em estudo, mostrando a localização das amostras colhidas (adaptado de Pereira et al, 2001; Ferreira et al., 2005; Dias da Silva, 2013)	49
Figura V.2: Textura lepidogranoblástica em mesossoma. A foliação definida pelo alinhamento de cristais de biotite e silimanite corresponde à S ₂ . Nicóis paralelos (Am. 108.15).	51
Figura V.3: Mesossoma com textura lepidogranoblástica, preservando arcos poligonais de um “fabric” prévio (S ₁). Nicóis paralelos (Am. 108.7).	51
Figura V.4: Porfiroblasto de biotite contornado pela foliação S ₂ em mesossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.19).	51
Figura V.5: Porfiroblasto de biotite mostrando bordos corroídos e uma xistosidade interna (S _i =S ₁), discordante com a externa (S _e =S ₂). Nicóis paralelos (Am. 108.19).	51
Figura V.6: Crenulação da foliação S ₂ em mesossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.19).	51
Figura V.7: Microdobras D ₃ afetando foliação S ₂ . Nicóis paralelos (Am. 108.6).	51
Figura V.8: Foliação S ₂ definida por biotite e silimanite em mesossoma. No interior dos leitos lepidoblásticos observam-se restos de um fabric prévio microdobrado (S ₁). Nicóis paralelos (Am. 108.7).	53
Figura V.9: Inclusões de silimanite em moscovite tardia, mimetizando microdobras da foliação S ₁ . Nicóis paralelos (Am. 108.3).	53
Figura V.10: Cristais de cordierite tardia com inclusões de silimanite em mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.3).	53
Figura V.11: Inclusões de silimanite e de biotite em cordierite tardia. Nicóis cruzados (Am. 108.3).	53

Figura V.12: Moscovite tardia com inclusões de silimanite, mostrando clivagens arqueadas. Nicóis cruzados (Am. 108.3).	53
Figura V.13: Cristais de moscovite tardia entrecruzados com biotite. Nicóis cruzados (Am. 108.19).	53
Figura V.14: Porfiroblastos de turmalina tardios (pós-D ₂) em mesossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.18b).	55
<i>Figura V.15: Cristal subidiomórfico de turmalina, com inclusões de quartzo crescendo estaticamente sobre a foliação S₂. Nicóis paralelos (Am. 108.15). ...</i>	55
Figura V.16: Poiquiblasto tardio de andaluzite em mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.19).	55
Figura V.17: Bandas granoblásticas compostas por quartzo, plagioclase e feldspato potássico em mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.7).	55
Figura V.18: Aspeto geral de uma banda descontínua de leucossoma, concordante com a foliação S ₂ do hospedeiro. Nicóis cruzados (Am. 108.18). .	58
Figura V.19: Nível lenticular de leucossoma dobrado em mesossoma com andaluzite tardia. Nicóis paralelos (Am. 108.19).	58
Figura V.20: Contato irregular entre banda de leucossoma e mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.18).	58
Figura V.21: Evidências de deformação no estado sólido em banda de leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.18).	58
Figura V.22: Mosaico poligonal de novos grãos de plagioclase (Pl) e quartzo (Qz) em leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.6).	58
Figura V.23: Cristal de feldspato potássico micropertítico (Kfs), envolvido por bordo de recristalização num leucossoma deformado. Nicóis cruzados (Am. 108.18).	58
Figura V.24: Leito lepidoblástico (composto por biotite, silimanite e moscovite) intercalado em leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.6).	59
Figura V.25: Plagioclase com inclusões de silimanite e cristais de biotite e moscovite na matriz de um leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.6).	59
Figura V.26: Granada com inclusão de quartzo globular em leucossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.18).	60
Figura V.27: Aspeto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (Am. 108.18).	60
Figura V.28: Aspeto geral de metapsamito. Com textura granolepidoblástica. Nicóis paralelos (Am. 108.4).	60

Figura V.29: Evidências de recristalização dinâmica em metapsamito. Nicóis cruzados (Am. 108.18a).	60
Figura V.30: Aplogranito de Vilarinho dos Galegos com textura hipidiomórfica inequigranular. Nicóis cruzados (Am. 108.17).	62
Figura V.31: Foliação definida pelo alinhamento das micas no aplogranito de Vilarinho dos Galegos. Nicóis cruzados (Am. 108.17).	62
Figura V.32: Cristal poiquilítico de granada (peritética) no aplogranito de Vilarinho dos Galegos. Nicóis paralelos (Am. 108.17).	62
Figura V.33: Cristais subidiomórficos tardios de turmalina no aplogranito de Vilarinho dos Galegos. Nicóis paralelos (Am. 108.17).	62
Figura V.34: Foliação definida por biotite (intensamente cloritizada) e silimanite no granito de Faia d'Água Alta. Nicóis cruzados (Am. 108.2).	63
Figura V.35: Mesmo aspeto da microfotografia anterior em nicóis paralelos (Am. 108.2).	63
Figura V.36: Cristais de turmalina, quartzo e feldspato potássico no pegmatito do cais fluvial de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.5).	64
Figura V.37: Microclina com pertites venulares no pegmatito sin-D ₂ do cais fluvial de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.5).	64
Figura V.38: Megacristal de feldspato potássico no granito sin-D ₃ de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.12).	65
Figura V.39: Inclusão de zircão em biotite no granito sin-D ₃ de Bemposta. Nicóis paralelos (Am. 108.12).	65
Figura V.40: Evidências de deformação no estado sólido no aplogranito de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.11).	66
Figura V.41: Bordos de recristalização envolvendo cristais de feldspato potássico. Nicóis cruzados (Am. 108.11).	66
Figura V.42: Cristal subidiomórfico de granada poiquilítica no aplogranito de Bemposta. Nicóis paralelos (Am. 108.11).	67
Figura V.43: Aspeto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (Am. 108.11).	67
Figura V.44: Feixes de fibrolite, mimetizando dobras de um “fabric” antigo, incluídos em granada. Nicóis paralelos (Am. 108.11).	67
Figura V.45: Agregados fasciculares de silimanite (fibrolite) incluídos em quartzo e feldspato potássico. Nicóis paralelos (Am. 108.11).	67

Figura V.46 Cristais de moscovite tardia com inclusões de quartzo e de plagioclase da matriz. Nicóis cruzados (Am. 108.12).	68
Figura V.47: Cristais de turmalina no aplogranito de Bemposta. Nicóis paralelos (Am. 108.12).	68
Figura V.48: Representação da evolução metamórfica dos paragneisses do CMB sobre a grelha petrogenética para o sistema KFMASH (adaptado de Spear et al., 1999 e Pattison et al., 2003). A curva de desidratação da biotite (reação 3) e a curva “solidus” do granito foram extraídas de Le Breton e Thompson (1988).	71
Figura V.49: Projeção da composição dos feldspatos potássicos no diagrama An -Ab -Or.	73
Figura V.50: Projeção da composição das plagioclases no diagrama An – Ab - Or.	75
Figura V.51: Projeção das composições dos cristais de biotite no plano siderofilite - estonite - anite – flogopite. (a) mesossomas; b) leucossomas.	76
Figura V.52: Projeção das biotites no diagrama FeOtot - MgO - Al ₂ O ₃ de Gokhale (1968). (a) mesossomas; (b) leucossomas. Campos: mg – biotites de rochas magmáticas; mt-ms – biotites de rochas metamórfico-metasomáticas. .	77
Figura V.53: Representação das biotites no diagrama de Foster (1960). (a) mesossomas; (b) leucossomas. Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites.	77
Figura V.54: Variação composicional das moscovites analisadas. (a) Projecção no diagrama AlTotal vs. Si mostrando o grau de substituição Tschermakítica, AlVI+AlIV=(Fe ²⁺ +Mg) + Si (Wyhlidal et al., 2010). (b) Projecção no diagrama % molécula celadonítica vs. % molécula paragonítica.	79
Figura V.55: Projeção das granadas analisadas nos diagramas ternários Alm - Grs – Py e Sps - Grs – Alm.	81
Figura V.56: Projeção das turmalinas analisadas no diagrama X-site vacancy – Ca – Na (+K) de Hawthorne e Henry (1999). (a) Aplogranito sin-D3 de Bemposta; (b) Aplogranito sin-D2 de Vilarinho dos Galegos e Pegmatito sin-D2 do Cais.	82
Figura V.57: Projeção das turmalinas no diagrama Li _{1,5} Al _{1,5} – Fe ²⁺ +3 – Mg ₃ de Hawthorne e Henry (1999).	83

CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Figura VI.1: (a) Projeção das amostras estudadas no diagrama TiO_2 vs SiO_2 (Tarney, 1977). (b) Projeção das amostras no diagrama DF_3 vs SiO_2 , em que $DF_3 = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3T - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$ (Shaw, 1972).	86
Figura VI.2: Projeção das amostras de mesossomas no diagrama de classificação $\log (Fe_2O_3/K_2O)$ vs. $\log (SiO_2/Al_2O_3)$ (Herron, 1988).	88
Figura VI.3: Classificação das rochas ígneas félsicas da região de Bemposta no diagrama $R_1 - R_2$ de La Roche et al. (1980).	89
Figura VI.4: Classificação das rochas ígneas félsicas da região de Bemposta no diagrama $A - B$ de Debon e Le Fort (1983, 1988).	91
Figura VI.5: Projeção das rochas ígneas félsicas da região de Bemposta no diagrama $A-F-M$ (Miller, 1985). $A = Al_2O_3 - (CaO^*+K_2O+Na_2O)$; $F = FeOT$ e $M = MgO$. Campos: Ps – Fortemente peraluminoso; PW – fracamente peraluminoso. Ms – moscovite; Crd – cordierite; Gr – granada; Bi – biotite.	92
Figura VI.6: Diagramas de variação de elementos maiores para as amostras estudadas	93
Figura VI.7: Diagramas de variação de elementos traço para as amostras estudadas.	97
Figura VI.8: Perfis de terras raras normalizados para a composição do condrito (Evensen et al. 1978). (a) Mesossomas do CMB e metapelito de menor grau metamórfico do Grupo do Douro (Teixeira, 2008). (b) Leucossomas estromáticos do CMB. (c) Granitos, aplogranitos e pegmatitos intrusivos no CMB.	100
Figura VI.9: Projeção das amostras analisadas no diagrama ϵSr_{330} vs ϵNd_{330} de De Paolo e Wasserburg (1976). Indica-se a sombreado vermelho o campo definido pelos metassedimentos do Grupo do Douro (Teixeira, 2008).	103
Figura VI.10: (a): Projeção das amostras analisadas no diagrama $FeOT+MgO$ vs K_2O (Milord et al., 2001). (b) Projeção das amostras no diagrama ternário $Fe^*+Mg+Ti - Na+Ca - K$ (mol%). (Solar e Brown, 2001).	105

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO V: PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL _____

Tabela V.1: Variação dos teores em ortose (Or) e BaO nos cristais de feldspato potássico analisados (valores mínimos e máximos).	72
Tabela V.2: Variação dos teores em anortite (%An) nos cristais de plagioclase analisados (valores mínimos e máximos).	74
Tabela V.3: Variação dos valores de Fe/(Fe+Mg) e de Ti (a.p.f.u) nas biotites dos mesossomas e leucossomas do CMB (valores mínimos e máximos).	78
Tabela V.4: Teores máximos e mínimos de Si (a.p.f.u), Ti (a.p.f.u) e Fe/(Fe+Mg) nas moscovites analisadas (valores mínimos e máximos).	79
Tabela V.5: Variação dos teores em almandina (%Alm), spessartite (%Sps), pirope (%Py), grossulária (%Grs) e das razões Fe/(Fe+Mg) nas granadas analisadas (valores mínimos e máximos)	80

CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA _____

Tabela VI.1 Valores do índice molecular A/CNK nas rochas ígneas félsicas da região de Bemposta.	91
Tabela VI.2: Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica*	96
Tabela VI.3: Intervalos de variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{330}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{330}$, dos valores de ϵSr_{330} e de ϵNd_{330} e das idades TDM nas rochas estudadas e nos metassedimentos do Grupo do Douro de Teixeira (2008).	102

Anexo 1 _____

Tabela 1.1: Composição química dos feldspatos potássicos	II
Tabela 1.2: Composição química das plagioclases	VI
Tabela 1.3: Análises químicas das biotites	XIV
Tabela 1.4: Composição química das moscovites	XX
Tabela 1.5: Composição química das granadas	XXII

Tabela 1.6: Composição química das turmalinas	XXIII
-----------------------------------------------------	-------

Anexo 2 _____

Tabela 2.1: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs	XXVI
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------

Tabela 2.2: Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra	XXIX
-------------------------------------------------------------------------------------	------

Tabela 2.3: Dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr das amostras analisadas – Mesossomas, Leucossomas e Pegmatito sin-D ₂	XXX
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

A dissertação que aqui se apresenta intitula-se “O Complexo Migmatítico de Bemposta (NE Portugal): Alguns dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos” e destina-se à obtenção do grau de mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos (2º Ciclo de Estudos) pelas Universidades de Aveiro e do Porto

O estudo de terrenos migmatíticos reveste-se de uma importância crítica para compreender os processos tectono-metamórficos que ocorrem em domínios profundos da crosta continental durante o levantamento de cadeias de montanhas e para avaliar a sua potencial relação com a génese de magmas graníticos. Deste modo, definiu-se como principal finalidade do presente trabalho proceder à caracterização de campo, estrutural, petrográfica, geoquímica e isotópica dos migmatitos e granitos expostos nalguns afloramentos-chave da área de Bemposta e contribuir, assim, para um melhor conhecimento sobre as relações entre deformação, metamorfismo regional de alto grau e anatexia crustal neste setor da Cadeia Varisca Ibérica.

I.1. Objetivos do trabalho

O trabalho realizado incidiu essencialmente nas rochas que constituem o Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB), embora também se tenham descrito e caracterizado amostras de alguns corpos graníticos, aplograníticos e pegmatíticos que afloram na região. Para a investigação levada a cabo, traçaram-se os seguintes objetivos principais:

- Obter informação geral sobre a geologia da região a partir da bibliografia publicada;
- Obter informação de campo sobre as rochas metamórficas do Complexo Migmatítico de Bemposta, tentar definir as relações geométricas entre os seus diferentes componentes (mesossomas e leucossomas) e estabelecer possíveis correlações temporais entre o evento anatético e as principais fases de deformação variscas que afetaram a área;
- Colher amostras representativas de mesossomas e leucossomas nos terrenos migmatíticos, bem como de alguns corpos ígneos intruídos nos migmatitos do CMB;

- Caracterizar petrograficamente as amostras colhidas, dando particular atenção à identificação de paragénese mineral e microestruturas indicativas de fusão parcial nas rochas migmatíticas;
- Efetuar análises de química mineral nas fases essenciais e acessórias presentes nas rochas migmatíticas e nas amostras recolhidas nos corpos graníticos, aplograníticos e pegmatíticos;
- Obter análises químicas de elementos maiores, menores e traço em rocha total nas amostras de migmatitos e de rochas graníticas, definir as principais tendências de variação química e constranger os processos petrogenéticos responsáveis pela sua formação;
- Determinar as composições isotópicas Sr-Nd de algumas das amostras estudadas para definir a sua proveniência e possíveis relações de consanguinidade;
- Integrar todos os dados obtidos nas etapas anteriores.

I.2. Metodologia de trabalho

Para concretizar os objetivos definidos no ponto anterior, foi estabelecida uma metodologia de trabalho que envolveu as seguintes etapas principais:

- Levantamento bibliográfico sobre a geologia da região;
- Trabalho de campo. Durante a execução desta tese, foram realizadas duas campanhas de campo, em que se procedeu: (a) à seleção de afloramentos; (b) à caracterização macro- e mesoscópica das rochas aflorantes acompanhada, sempre que possível, pela identificação das paragénese mineral presentes; (c) obtenção de dados estruturais; (d) amostragem e (e) registo fotográfico.
- Trabalho laboratorial. Esta componente compreendeu: (a) o estudo petrográfico de lâminas delgadas polidas, confeccionadas na Universidade de Aveiro (UA) e na Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD); (b) a obtenção de análises de química mineral por microsonda electrónica na Universidade de Oviedo; (c) a preparação física de amostras para aquisição de dados de geoquímica de elementos maiores, menores e traço em rocha total. As análises químicas foram realizadas no laboratório comercial Activation Laboratories – Actlabs (Ontário, Canadá), usando o pacote analítico 4LITHORESEARCH., (d) a realização de análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha total no Laboratório de Geologia Isotópica da UA;

- Trabalho de gabinete, que incluiu: (a) a compilação dos dados recolhidos no campo; (b) a introdução da informação georreferenciada em bases de dados; (c) a elaboração de mapas em suporte ARCGIS; (d) o processamento e interpretação dos dados analíticos obtidos e (g) a redação do documento final.

I.3. Estrutura da tese

Para além deste capítulo introdutório e das referências bibliográficas, a presente dissertação inclui mais seis capítulos, organizados da seguinte forma:

- **Capítulo 2:** Enquadramento da área de estudo, em que se faz uma síntese da geologia do Maciço Ibérico, dando particular ênfase às características da Zona Centro Ibérica, onde se insere a área investigada.
- **Capítulo 3:** Geologia local, que inclui as descrições de campo dos afloramentos selecionados para este trabalho.
- **Capítulo 4:** Materiais e Métodos, contendo a descrição das diferentes técnicas e procedimentos analíticos usados na preparação de amostras e na obtenção de dados químicos e isotópicos.
- **Capítulo 5:** Petrografia e Química Mineral, onde se apresentam os resultados do estudo petrográfico e as análises de química mineral das amostras recolhidas.
- **Capítulo 6:** Geoquímica e Geologia Isotópica. Este capítulo inicia-se com a apresentação e interpretação dos dados de geoquímica de elementos maiores e traço em rocha total, após o que se discutem assinaturas isotópicas Sr-Nd das amostras estudadas comparando-as com a informação disponível na bibliografia.
- **Capítulo 7:** Discussão dos resultados e Conclusões, em que se apresentam as principais conclusões do trabalho realizado.

CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo faz-se um breve enquadramento geográfico da região estudada e descrevem-se as principais características geológicas do Maciço Ibérico, dando particular ênfase à grande unidade geotectónica em que se insere a área de estudo: a Zona Centro Ibérica. O capítulo termina com uma breve referência aos trabalhos prévios realizados na região por outros autores.

II.1. Enquadramento Geográfico

A área estudada localiza-se no nordeste do território português, no distrito de Bragança, no concelho de Mogadouro. Está inserida no Parque Natural do Douro Internacional (PNDI) (Fig. II.1).

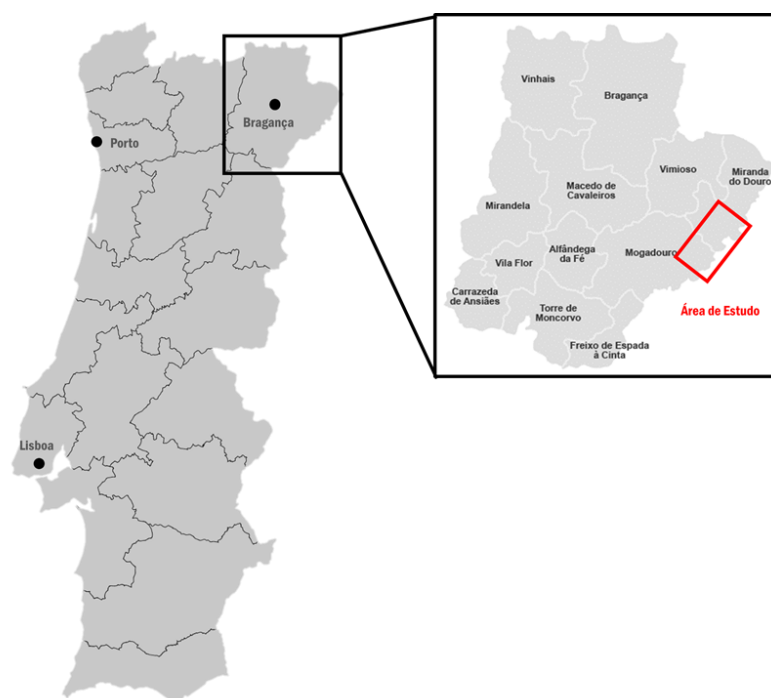


Figura II.1: Enquadramento geográfico da área de estudo.

O trabalho realizado no âmbito da presente dissertação incidiu sobre quatro afloramentos (Faia da Água Alta, Cais de Bemposta, Barragem de Bemposta e Pedreira de Bemposta) localizados na freguesia de Bemposta (Folha 108 – Carviçais, da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25000), um afloramento (Juncal) pertencente à freguesia de Peredo de Bemposta e um afloramento (Castro de Vilarinho dos Galegos) situado na

freguesia de Vilarinho dos Galegos e Ventozelo, sendo os dois últimos abrangidos pela Folha 121 - Peredo de Bemposta da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25000.

II.2. Enquadramento Geológico

Do ponto de vista geológico, a área de estudo localiza-se no Maciço Ibérico (Fig. III.2). O Maciço Ibérico inclui os afloramentos mais ocidentais da Cadeia Varisca Europeia, formada durante a colisão entre os supercontinentes Laurússia e Gondwana, no final do Paleozoico (Behr *et al.* 1984) (Figura II.2). É limitado a norte pelo mar Cantábrico, a oeste e sudoeste pelo oceano Atlântico, a este por depósitos de cobertura pós-variscos e a sudeste pela falha de Guadalquivir.

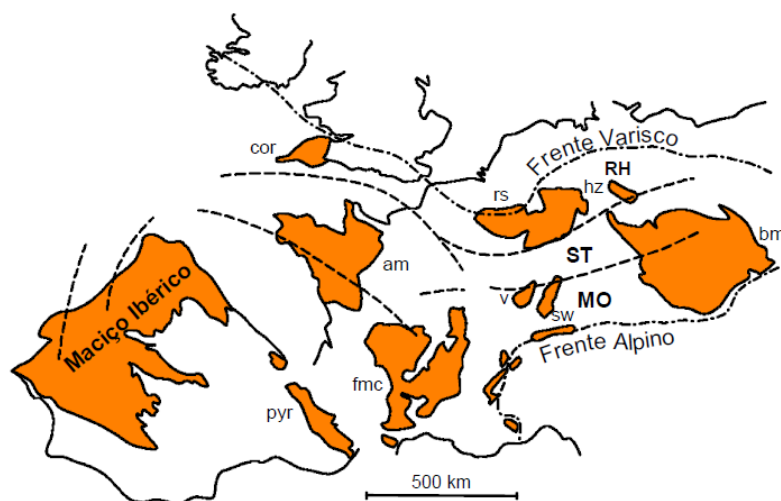


Figura II.2: Distribuição dos afloramentos variscos do centro da Europa e da Península Ibérica (modificado de Behr *et al.*, 1984, extraído de Costa, 2006). MO- Zona Moldanubiana, RH- Zona Reno-hercínica, ST- Zona Saxoturingiana, am- Maciço Armoricano, bm- Maciço da Boémia, cor- Cornualha, fmc- Maciço Central Francês, hz- Harz, pyr- Pirinéus, rs- Rheinisches Schiefergebirge, sw- Schwarzwald, v- Vosques

Em termos litoestratigráficos, o Maciço Ibérico é composto por formações com idades compreendidas entre o Proterozoico superior e o Carbónico superior afetadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável durante a Orogenia Varisca (Julivert *et al.*, 1974). Na maior parte dos domínios do Maciço Ibérico, particularmente nos mais internos, as fases finais do evento colisional varisco foram marcadas pela instalação de abundantes volumes de magmas graníticos (Julivert *et al.*, 1974).

A existência de setores com características estratigráficas, metamórficas, tectónicas e magmáticas distintas no interior do Maciço Ibérico levou Lotze (1945; 1956) a subdividi-lo em seis grandes zonas: Zona Cantábrica, Zona Astúrico Ocidental Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso Oriental Alcúdice, Zona de Ossa Morena

e Zona Luso Meridional. Com base em trabalhos realizados posteriormente da autoria de Julivert *et al.* (1974) e de Farias *et al.* (1987), as seis zonas individualizadas por Lotze (1945) foram redefinidas dando origem a um novo esquema zonal aceite atualmente pela maioria dos geólogos ibéricos (Fig. II.3).

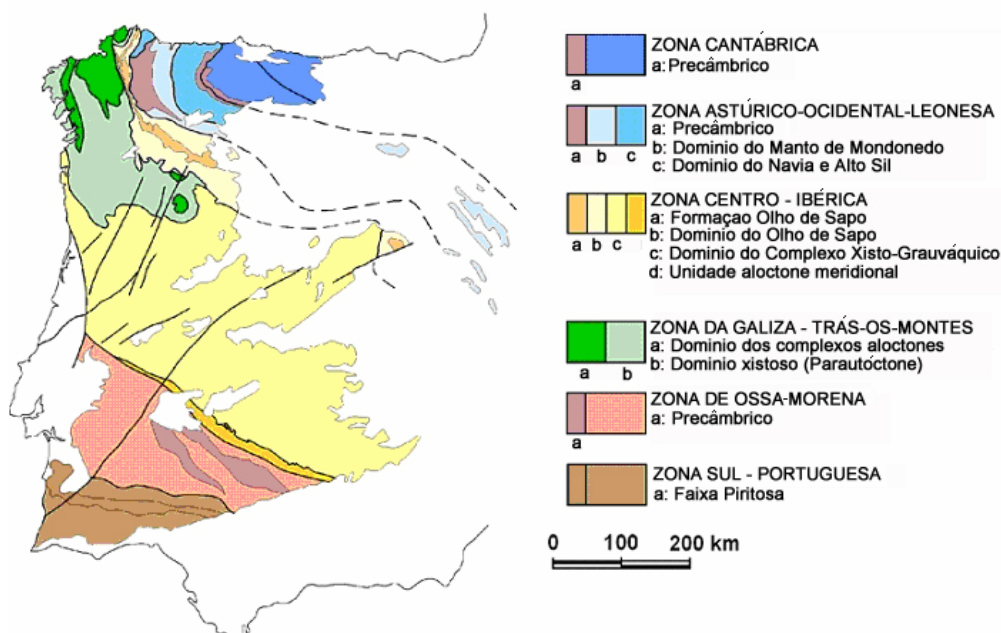


Figura II.3: Divisão do Maciço Ibérico em zonas indicando a posição da Zona Galiza-Trás-os-Montes proposta por Farias *et al.* (1987) (extraído de Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

Neste esquema zonal, o Maciço Ibérico passou a incluir as seguintes zonas tectono-estratigráficas: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Occidental-Leonesa (ZAOL), Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (Fig. II.3).

Enquanto nas zonas internas (ZAOL, ZGTM, ZCI e ZOM) predominam os terrenos do Neoproterozoico e do Paleozoico inferior, a deformação varisca é mais precoce e mais intensa, o metamorfismo regional pode atingir um grau elevado e o plutonismo granítico sin-orogénico é muito abundante, nas duas zonas externas (ZC e ZSP), as sequências do Paleozoico superior têm maior expressão, a deformação varisca é mais tardia e menos intensa, o metamorfismo regional não ultrapassa o baixo grau e as intrusões graníticas são raras (Ribeiro *et al.*, 1979).

Ribeiro *et al.* (1979) acentuam ainda que as estruturas representadas no Maciço Ibérico, com orientação NW-SE, possuem vergências opostas relativamente a uma zona axial situada na Zona Centro-Ibérica, o que lhe confere uma simetria bilateral. No domínio norte, onde se incluem as Zonas Cantábrica, Astúrico-Occidental-Leonesa e a parte

setentrional da Zona Centro-Ibérica, a vergência é para NE, em contraste com o que acontece no domínio sul, compreendendo a parte meridional da Zona Centro-Ibérica e as Zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa, onde a vergência é para SW.

Estando a área em estudo inserida na Zona Centro-Ibérica, descrever-se-ão em seguida, mais pormenorizadamente, as principais características desta zona, em particular no setor português da ZCI.

II.3. A Zona Centro-Ibérica

A Zona Centro-Ibérica ocupa a parte central do Maciço Ibérico (Fig. II.3). Contata a norte e a nordeste com as Zonas da Galiza-Trás-os-Montes e Astúrico-Occidental-Leonesa e a sudoeste e oeste com a Zona de Ossa Morena.

Estratigrafia

De acordo com critérios litoestratigráficos, os terrenos expostos na ZCI têm sido agrupados em dois domínios distintos: o domínio do Olo de Sapo, aflorando na extremidade NE da ZCI e o domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, ocorrendo nos setores central e meridional (Fig. II.4; Martínez Catalán *et al.*, 2004).

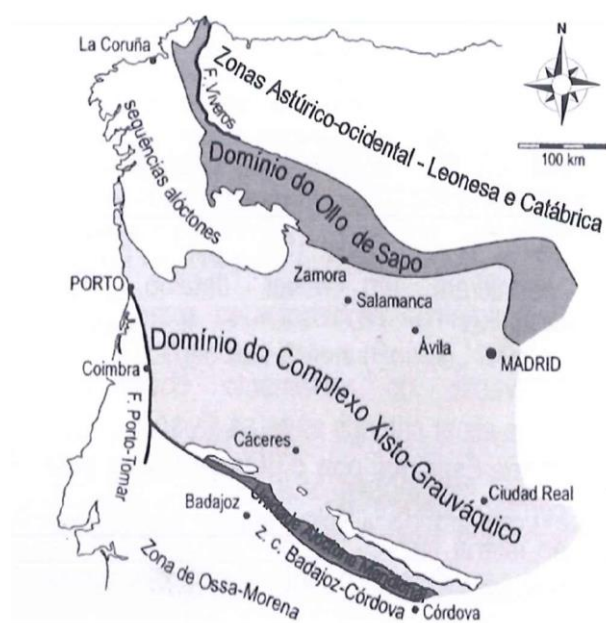


Figura II.4: Principais domínios litoestratigráficos da Zona Centro Ibérica (adaptado de Martínez Catalán *et al.*, 2004 por Teixeira, 2008).

O domínio do Olo de Sapo é caracterizado pela presença de extensos afloramentos de pórfiros e gnaisses glandulares félsicos aos quais é atribuída uma idade

de ca. 480 Ma (Ordovícico Inferior) (Gebauer, 1993; Valverde Vaquero e Dunning, 2000; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Díez Montes *et al.*, 2010). Em termos estruturais, o complexo gnáissico de Ollo de Sapo ocupa um antiforma com o mesmo nome (Azor *et al.*, 1992) e coincide, em grande parte da sua extensão, com o domínio das dobras deitadas definido por Díez Balda *et al.* (1990).

Em contrapartida, o domínio do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), onde está localizada a região em estudo (Fig. II.4), é predominantemente constituído por uma possante sequência de metapelitos e metagrauvaques, na qual se podem intercalar níveis de conglomerados e de rochas carbonatadas, cobrindo um intervalo de idades desde o Neoproterozoico ao Câmbrio inferior (Sousa, 1984, 1985; Díez Balda *et al.*, 1990; San José *et al.*, 1990). Grosso modo, ocupa a área correspondente à Zona Luso Oriental Alcúdica individualizada por Lotze (1945) e coincide com o domínio das dobras verticais de Díez Balda *et al.* (1990).

No setor português da ZCI, o CXG reparte-se por duas unidades litoestratigráficas distintas: o Grupo do Douro e o Grupo das Beiras (Sousa, 1982, 1983, 1984, 1985). As formações do Grupo do Douro afloram essencialmente na região do vale do Douro, enquanto as do Grupo das Beiras constituem vastos sectores da zona centro do país. Para Dias (1998), o limite entre as duas unidades é marcado por uma anisotropia crustal importante associada ao acidente Porto-Viseu-Guarda identificado por Mendes Victor *et al.* (1993) com base em estudos gravimétricos.

Do ponto de vista litológico, o Grupo das Beiras é composto por uma unidade basal rica em grauvaques, sobre a qual assenta uma unidade intermédia compreendendo pelitos e grauvaques com intercalações de pelitos negros e piritosos. Termina numa unidade de topo, dominantemente pelítica com lenticulas de conglomerados (Oliveira *et al.*, 1992).

O Grupo do Douro é litologicamente muito mais heterogéneo. É formado por uma alternância de metapelitos, metagrauvaques, quartzitos, metaconglomerados, rochas carbonatadas e calcossilicatadas, agrupados por Sousa (1982) e Sousa e Sequeira (1989) em seis formações principais: Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e São Domingos (Fig. II.5). Devido à existência de carreamentos sin-sedimentares (carreamento da Sr^a do Viso), Silva e Ribeiro (1985) consideram que as formações de Bateiras e Ervedosa do Douro são as únicas autóctones. Segundo os mesmos autores, a Formação Rio Pinhão representaria um equivalente lateral da formação de Bateiras e a Formação de Pinhão poderia ser paralelizável à Formação de Ervedosa do Douro.

O facto das unidades do Grupo do Douro possuírem conteúdos sedimentológicos (percentagens de argila e areia, natureza e intensidade dos ritmos turbidíticos) muito diferentes dos encontrados nas formações do Grupo das Beiras levou Dias (1998), Coke (2000) e Dias *et al.* (2006; 2013) a considerar que os dois conjuntos se depositaram em sub-bacias independentes, separadas entre si pelo acidente Porto-Viseu-Guarda.

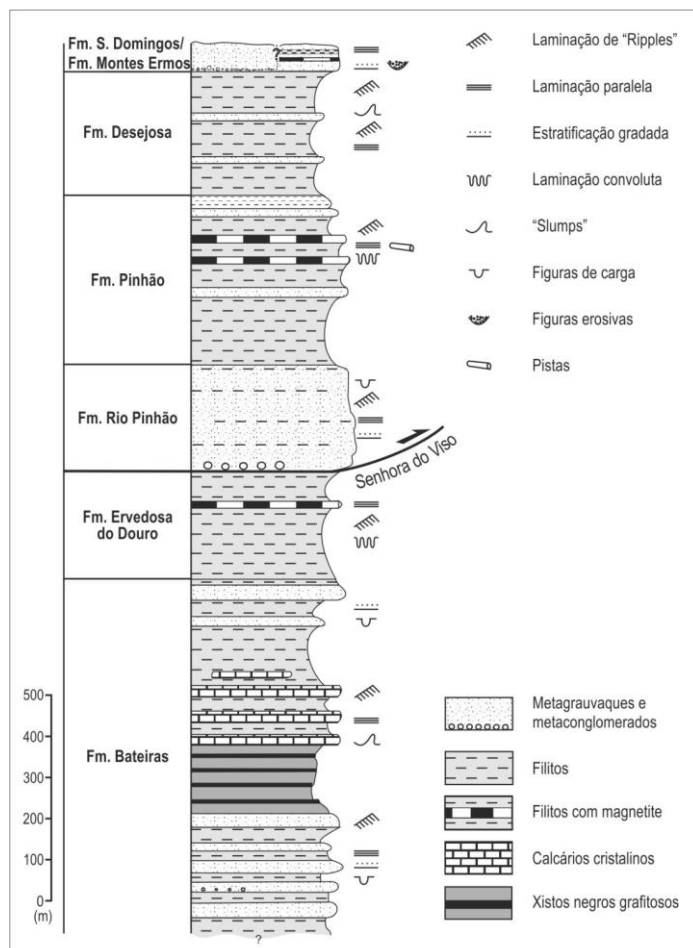


Figura II.5: Sequência estratigráfica do Grupo do Douro (adaptado de Dias *et al.*, 2006; 2013).

As datações U-Pb recentemente obtidas em zircões detríticos presentes nos metassedimentos do Grupo das Beiras e do Grupo do Douro apontam para uma idade máxima de deposição do Ediacariano terminal / Câmbrio inferior (e.g. Chichorro *et al.*, 2011; Solá *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2012; Talavera *et al.*, 2012). Os autores sugerem ainda que os sedimentos que preencheram as bacias das Beiras e do Douro resultaram maioritariamente da erosão de arcos magmáticos Cadomianos do Cratão Oeste Africano (margem norte do continente Gondwana).

Na Zona Centro Ibérica, as sequências do Câmbrio médio e superior (bem datados) estão ausentes e os sedimentos siliciclásticos do Ordovício Inferior têm um

carácter discordante e transgressivo sobre as formações do CXG (Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979; Diez Balda *et al.*, 1990). Com efeito, a passagem das unidades do CXG para as camadas do Ordovícico Inferior é marcada por uma discordância angular, indicando que as formações do CXG foram afetadas por um episódio de deformação pré-Ordovícico (e.g. Ribeiro, 1984; Sousa, 1984; Diez Balda *et al.*, 1990; Martínez Poyatos *et al.*, 2004; Pereira *et al.*, 2006).

A mega-sequência ordovícica inicia-se com um conjunto detrítico do Ordovícico Inferior (Tremadociano-Floriano). Inclui os conglomerados de base, arenitos e siltitos do Tremadociano-Floriano, aos quais se segue a possante Formação do Quartzito Armoricano (do Floriano), com um abundante registo fóssil de *Cruziana* e *Skolithos* (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006). A transição entre a Formação do Quartzito Armoricano e as unidades predominantemente pelíticas do Ordovícico Médio (Dapingiano-Darriwiliano) faz-se de forma gradual (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). A sucessão termina com as camadas do Ordovícico Superior que se distinguem das subjacentes pela sua maior heterogeneidade litológica e pela presença de fácies glaciogénicas indiciando o desenvolvimento de um regime regressivo durante a deposição da parte superior da mega-sequência ordovícica (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006).

O Silúrico é bastante uniforme na ZCI, assentando sobre as camadas do Ordovícico através de uma descontinuidade estratigráfica, de extensão variável. É constituído por pelitos negros ricos em graptólitos, liditos e calcários (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). As formações do Devónico estão mal representadas na ZCI e, na maior parte dos casos, o seu limite com o Silúrico é impreciso (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Ocorrem apenas nos núcleos de alguns sinclinais nos setores central e meridional da ZCI.

Por fim, o registo estratigráfico do Carbónico está bastante incompleto, restringindo-se ao intervalo Moscoviano-Gzeliano (Carbónico superior). As sequências desta idade acumularam-se em bacias límnicas intra-montanhas, marginadas por acidentes tectónicos importantes, como o cisalhamento de Douro-Beira e o cisalhamento de Porto-Tomar e são compostas por sedimentos de fácies continental de tipo molasso (Ribeiro *et al.*, 1979; Lemos de Sousa e Wagner, 1983; Valle Aguado *et al.*, 2013).

Tectónica

O padrão estrutural da ZCI está predominantemente relacionado com a sobreposição dos efeitos de três fases de deformação variscas (D_1 , D_2 e D_3) (e.g.

Noronha *et al.*, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Dias e Ribeiro, 1995; Valle Aguado *et al.*, 2005; Martínez Catalán *et al.*, 2004; 2007; Dias *et al.*, 2006; 2013).

A primeira fase (D_1) marca o principal evento de colisão oblíqua da Laurússia com a Gondwana, ao qual tem sido atribuída uma idade Devónica, ca. 360 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; Ábalos *et al.*, 2002). Para a maioria dos autores, é no final deste episódio de deformação que ocorre a instalação e empilhamento de mantos alóctones e parautóctones na Zona de Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) (e.g. Dias e Ribeiro, 1995; Dias *et al.*, 2013; 2016; Dias da Silva, 2013).

Nos terrenos alóctones da ZGTM e nas sequências contíguas da parte norte da ZCI, a D_1 foi responsável pelo desenvolvimento de dobras vergentes para NE ou para E, o que levou Díez Balda *et al.* (1990) a propor a individualização desta porção da ZCI como o Domínio das Dobras Deitadas, por oposição ao setor meridional, onde predominam as dobras de plano axial subvertical a muito inclinado, que designou por Domínio das Dobras Verticais (Fig. II.6).

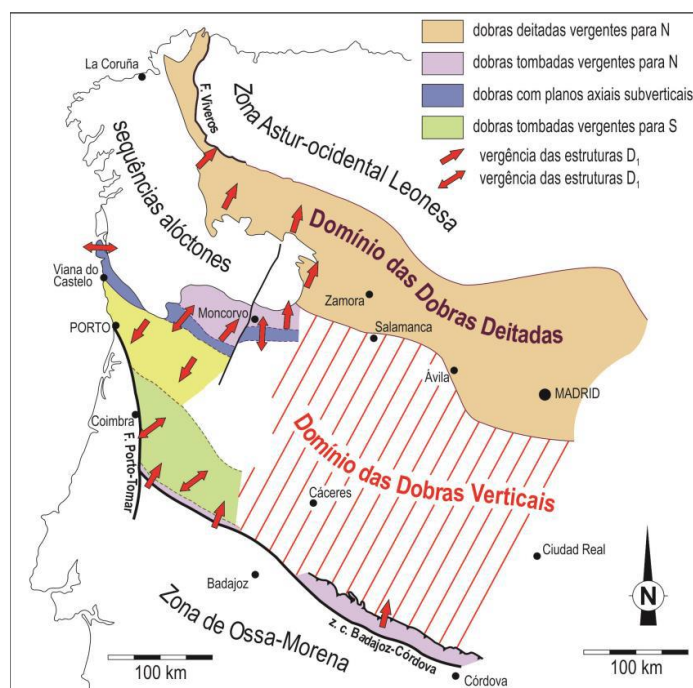


Figura II.6: Principais domínios estruturais do autóctone da ZCI: As setas a vermelho representam as vergências das estruturas D_1 (extraído de Dias *et al.*, 2006; 2013 e referências inclusas).

No setor português da ZCI, as estruturas D_1 encontradas no domínio das dobras verticais parecem descrever uma “flower structure” cujo eixo principal, marcado por dobras amplas, com planos axiais sub-verticais, passa por Viana do Castelo - Marão - Vila Nova de Foz Côa (Fig. II.6; Dias *et al.*, 2006; 2013; 2016 e referências inclusas).

Para norte e nordeste deste eixo central, a vergência das dobras D₁ dá-se para NE, enquanto no ramo sudoeste, a vergência do dobramento se faz para SW (Dias *et al.*, 2006; 2013; 2016). A sul desta estrutura de primeira ordem, as dobras D₁ tornam a apresentar planos axiais sub-verticais e, junto à Zona de Ossa-Morena, a vergência das dobras D₁ volta a ser para NE (Fig. II.6; Dias *et al.*, 2006; 2013; 2016).

De uma forma geral, as dobras D₁ são acompanhadas pelo desenvolvimento de uma xistosidade de plano axial (S₁), muito penetrativa, com direção dominante NW-SE, que, nas proximidades de grandes acidentes tectónicos, pode sofrer variações.

É consensualmente aceite pelos geólogos ibéricos, que a evolução tectónica da ZGTM durante a segunda fase de deformação (D₂) está relacionada com a implantação dos mantos alóctones e para autóctones (e.g. Rodrigues *et al.*, 2013; Ribeiro *et al.*, 2013). Para alguns autores, a tectónica compressiva associada ao empilhamento de mantos afetou também a ZCI, particularmente o setor setentrional (e.g. Noronha *et al.*, 1981; Ribeiro *et al.*, 1990; Dias *et al.*, 2013; 2016). No entanto, existe um outro grupo de autores que defende que a D₂ na ZCI ocorreu num regime extensional e está relacionada com zonas de cisalhamento sub-horizontais (e.g. Díez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado *et al.*, 2005; Martínez Catalán *et al.*, 2007, 2014), dando origem a uma xistosidade sub-horizontal (S₂) nos domínios onde a deformação é mais intensa. Com base em idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtidas em moscovites formadas / recrystalizadas durante este episódio de deformação, Valle Aguado *et al.* (2007) propõem uma idade de 333.3 ± 2.2 Ma para a D₂, em concordância com os dados apresentados por Dallmeyer *et al.* (1997).

No final do Carbónico, a ZCI foi afetada por uma última fase de deformação dúctil (D₃), cuja idade está razoavelmente bem constrangida por datações U-Pb obtidas em zircões e monazites das abundantes intrusões graníticas sin- e tardi-D₃ que ocorrem nestes terrenos (≈ 315-300 Ma) (e.g. Almeida *et al.*, 1998; Dias *et al.*, 1998; Fernandez-Suarez *et al.*, 2000; Valle Aguado *et al.*, 2005; Teixeira, 2008; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011; Azevedo *et al.*, 2013; Costa *et al.*, 2014 e referências inclusas).

A deformação D₃ concentra-se em importantes corredores de cisalhamento transcorrentes sub-verticais, direitos e esquerdos, dos quais são exemplo os cisalhamentos Porto-Tomar, Douro-Beira, Traguntia-Juzbado-Penalva do Castelo, Malpica-Lamego, Bemposta-Carviçais-Quinta da Ventosa (e.g. Burg *et al.*, 1981; Iglesias e Ribeiro, 1981; Dias, 1994; Reavy, 1987, Díez Balda *et al.*, 1990, Valle Aguado *et al.*, 2005; Dias *et al.*, 2013; 2016).

Por fim, já em regime frágil, a ZCI foi intensamente afetada por uma tectónica de fratura tardia, que deu origem a famílias de falhas sub-verticais com orientações

NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW a ESE-WNW (Arthaud e Matte, 1975; Marques *et al.*, 2002).

Metamorfismo Varisco

A evolução metamórfica da Zona Centro Ibérica durante a colisão varisca é marcada pelo desenvolvimento de vários cinturões metamórficos de alto grau, dispostos concordantemente com as estruturas regionais e marginados por extensas áreas de baixo grau metamórfico (Fig. II.7).

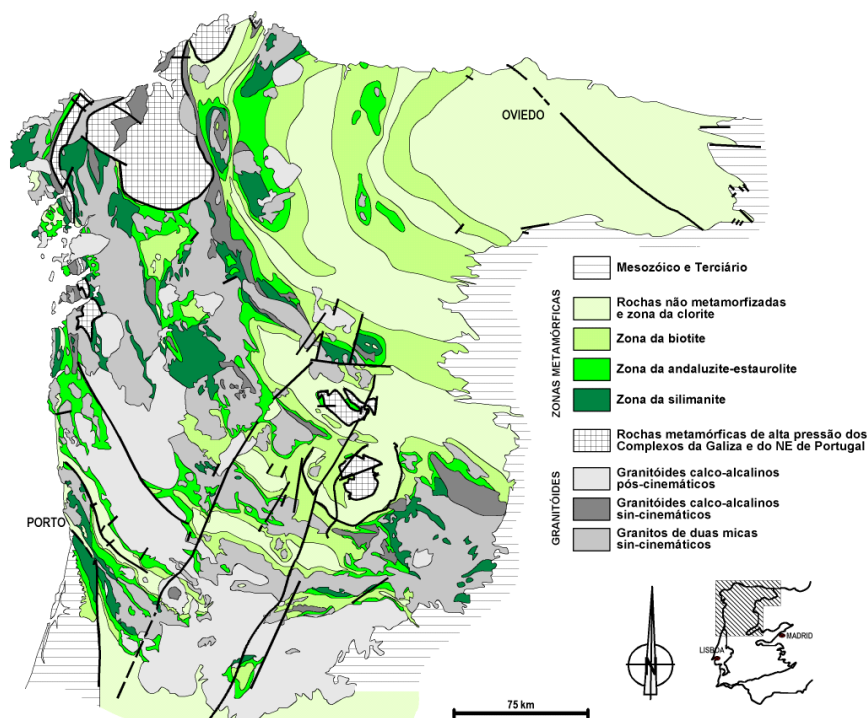


Figura II.7: Distribuição das faixas metamórficas no noroeste do Maciço Ibérico (adaptado de Martínez *et al.*, 1988 por Esteves, 2006).

De acordo com alguns autores, o metamorfismo regional varisco envolveu três eventos metamórficos principais: um evento prógrado, um evento de descompressão a alta temperatura e um evento retrógrado (e.g. Valle Aguado *et al.*, 1993; 2005; Escuder Viruete *et al.*, 1994a-b; 1999; 2004; Dallmeyer *et al.* 1997; Ábalos *et al.*, 2002; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Dias da Silva, 2013).

O primeiro evento (prógrado) ocorre durante o espessamento crustal (D_1), sendo caracterizado por um aumento gradual das condições de pressão e temperatura num regime de pressão intermédia (tipo Barroviano). A este episódio ter-se-á seguido um evento de descompressão a alta temperatura, relacionado com as estruturas extensionais

de segunda fase (D_2), durante o qual se atingiu o clímax metamórfico. Admite-se que a formação de domos térmicos, a produção de migmatitos nos níveis estruturais mais profundos e os processos de fusão parcial da parte média da crosta continental estão intimamente ligados ao regime de descompressão, praticamente isotérmica, que terá prevalecido na D_2 .

Por fim, durante a tectónica transcorrente D_3 , as rochas terão seguido uma evolução retrógrada heterogénea, pautada pelo arrefecimento num regime de baixa pressão, embora se possam ter mantido condições de alta temperatura em profundidade devido aos elevados gradientes térmicos herdados do evento de pico metamórfico. Segundo Azevedo e Valle Aguado (2006; 2013), a ascensão, diferenciação e consolidação dos magmas graníticos gerados por anatexia crustal (tipo-S) durante a D_2 e no início da D_3 terá sido facilitada pela atuação das zonas de cisalhamento associadas à terceira fase. Estes autores consideram ainda, que a intrusão de magmas máficos de origem mantélica na interface crosta-manto ("*underplating*") pode ter desempenhado um papel fundamental na produção de granitóides híbridos (de tipo H), que viriam a dar origem aos inúmeros maciços compósitos de granitóides biotíticos (sin- e tardi-pós- D_3) que ocorrem na ZCI.

O modelo tectono-metamórfico acima descrito não colhe uma aceitação unânime por parte da comunidade científica, havendo autores que defendem que o metamorfismo regional varisco se desenvolveu em condições de baixa pressão (tipo Abukuma) e que o pico térmico é atingido durante a D_3 , estando estreitamente relacionado com o plutonismo granítico (e.g. Oen, 1970; Reavy, 1987; Valverde-Vaquero *et al.*, 2006).

Cabe salientar, por último, que a implantação de corpos batolíticos de granitóides tardi-, tardi-pós e pós-cinemáticos nos estádios terminais da Orogenia Varisca foi responsável pelo desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contacto nos metassedimentos encaixantes, que obliteram, em muitos casos, os *fabrics* metamórficos prévios.

Plutonismo Granítico Varisco

A presença de abundantes volumes de rochas graníticas de idade varisca é uma das características distintivas da Zona Centro-Ibéica. Apesar de se terem identificado algumas intrusões graníticas com idades ordovícicas na ZCI (Antunes *et al.*, 2009; Neiva *et al.*, 2009), a maior parte dos granitóides aflorantes nesta área instalaram-se durante ou após a terceira fase de deformação varisca (D_3), incluindo-se, por isso, nos grupos dos granitóides sin- D_3 , tardi- D_3 e pós- D_3 definidos por Ferreira *et al.* (1987) (Fig. II.8).

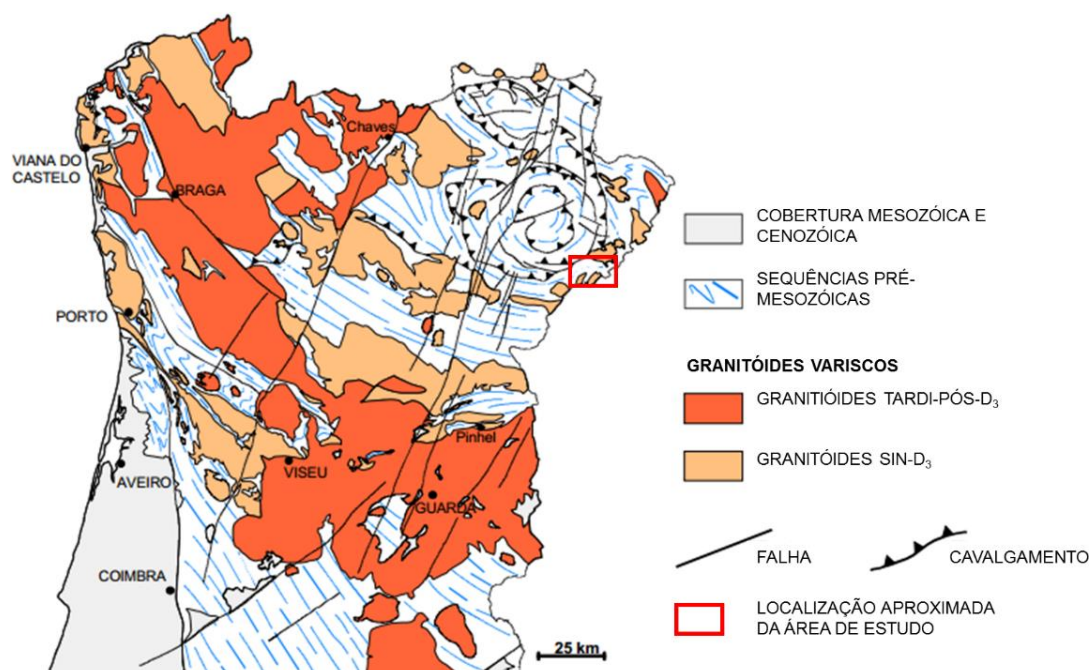


Figura II.8: Distribuição dos granitóides sin-D₃ e tardi-pós-D₃ no Centro e Norte de Portugal (extraído de Azevedo *et al.*, 2005)

Os granitóides sin-D₃ constituem, em geral, intrusões mesozonais, concordantes com as estruturas regionais e repartem-se, do ponto de vista das suas características petrográficas, geoquímicas e isotópicas, por dois tipos de associações magmáticas: (a) a série dos leucogranitos e granitos de duas micas, fortemente peraluminosos e (b) a série dos granodioritos e granitos biotíticos precoces, fraca a moderadamente peraluminosos (e.g. Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Capdevilla e Floor, 1970; Capdevilla *et al.*, 1973; Corretgé, 1983; Beetsma, 1995; Neiva e Gomes, 2001; Azevedo *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013).

Em contrapartida, os granitóides tardi-pós-D₃ ocorrem em maciços discordantes epizonais, por vezes zonados, sendo predominantemente compostos por granitos biotíticos e/ou biotítico-moscovíticos não deformados, fraca a moderadamente peraluminosos, aos quais estão frequentemente associados pequenos corpos de composição básica a intermédia (e.g. Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Capdevilla e Floor, 1970; Capdevilla *et al.*, 1973; Corretgé, 1983; Beetsma, 1995; Neiva e Gomes, 2001; Azevedo *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Dias *et al.*, 2010).

A maioria dos autores ibéricos considera que os granitos de duas micas sin-D₃ apresentam uma filiação de tipo-S, tendo sido gerados por anatexia de metassedimentos e/ou ortognaisses da crosta continental superior durante o clímax do metamorfismo regional (e.g. Capdevilla *et al.*, 1973, Corretgé, 1983, Beetsma, 1995, Villaseca *et al.*,

1998; 2008; Neiva e Gomes, 2001, Azevedo *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013; Costa *et al.*, 2014).

Já no caso dos granodioritos e granitos biotíticos sin-D₃ precoces, bem como dos granitóides tardi-pós-D₃ (com assinaturas transicionais I-S) a opinião não é tão unânime, postulando-se uma origem mais profunda, por fusão parcial de materiais metaígneos da crosta inferior (Villaseca *et al.*, 1999; 2009; Fernandez-Suarez *et al.*, 2011) ou por hibridização entre magmas provenientes do manto e fundidos anatéticos crustais (e.g. Dias e Leterrier, 1994, Beetsma, 1995, Silva, 1995; Azevedo e Nolan, 1998, Castro *et al.*, 1999; Dias, 2001, Neiva e Gomes, 2001, Dias *et al.*, 2002; 2010; Gomes e Neiva, 2005, Azevedo e Valle Aguado, 2006; 2013).

II.4. Trabalhos prévios na área estudada

Como foi referido anteriormente, as rochas estudadas no âmbito da presente dissertação estão localizadas na parte norte da Zona Centro Ibérica (NE Transmontano, Portugal), próximo do limite com as unidades para autóctones da Zona da Galiza-Trás-os-Montes. Com exceção das amostras colhidas no granito sin-tardi-D₂ de Faia de Água Alta e no granito sin-D₃ de Bemposta, as restantes amostras fazem parte do chamado Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB).

Para além dos numerosos trabalhos de índole regional realizados tanto neste setor da ZCI como nas formações adjacentes da ZGTM (e.g. Ribeiro, 1974; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2006; 2013; Martínez Catalán *et al.*, 2007; 2014; Dias *et al.*, 2013; 2016), é de salientar que a área estudada é abrangida pela Folha 2 da Carta Geológica de Portugal na escala 1: 200.000 publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal (Pereira *et al.*, 2001; 2006) e pela Carta Geológica do Parque Natural do Douro Internacional, na escala 1:50.000 (Ferreira *et al.*, 2005), que forneceram uma excelente base cartográfica para o trabalho realizado. Por outro lado, a estrutura e evolução metamórfica da região foram recentemente objeto de uma investigação detalhada da autoria de Dias da Silva (2013), com base na qual se alicerçaram algumas das interpretações apresentadas neste estudo.

Tendo em conta que o Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB) se localiza no prolongamento para oeste de um importante complexo anatético que aflora em Espanha, conhecido na literatura como o Domo de Tormes, os trabalhos realizados nesta região vizinha revestiram-se de grande importância para a presente investigação (Escuder Viruete *et al.*, 1994 a-b; 1999; 2000; 2004; Escuder Viruete, 1999).

São igualmente de mencionar os estudos sobre a estratigrafia das formações do Grupo do Douro (CXG) e do Paleozoico Inferior representadas no setor em estudo (e.g. Sousa, 1982; 1983; 1984; 1985; Sá *et al.*, 2003; 2005; Sá, 2005; Meireles *et al.*, 2006; Meireles, 2012), bem como a determinação da idade máxima de deposição de algumas destas unidades com base em datações U-Pb obtidas em zircões detríticos (e.g. Chichorro *et al.*, 2011; Solá *et al.*, 2011; Talavera *et al.*, 2012).

A caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica de vários dos maciços graníticos variscos sin- e tardi-pós cinemáticos que ocorrem na área pode ser encontrada em diversos trabalhos de autores portugueses e espanhóis (e.g. López-Moro e López-Plaza, 2004; Gomes e Neiva, 2005; López-Moro *et al.*, 2012; Gomes *et al.*, 2015).

Cabe salientar, por fim, que os afloramentos que serviram de base a este estudo situam-se no Parque Natural do Douro Internacional (PNDI), criado em 1998, que conjuntamente com o Parque de Arribes del Duero, na parte espanhola, criado em 2012, constituem um domínio com um elevado valor patrimonial (científico, pedagógico e cultural). As suas características geológicas únicas têm despertado um crescente interesse na comunidade científica que, ao longo das últimas décadas, se tem empenhado intensamente na inventariação, valorização e divulgação do Património Geológico e no desenvolvimento de uma estratégia de Geoconservação nesta área protegida (e.g. Gomes e Alencão, 2005; 2006; Rodrigues, 2008; Gomes, 2012).

CAPÍTULO III: GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo descrevem-se os afloramentos do Complexo Migmatítico de Bemposta (Castro de Vilarinho dos Galegos, Juncal, Faia d'Água Alta, Barragem de Bemposta e Cais de Bemposta) e dos granitos de Faia d'Água Alta (sin-tardi-D₂) e de Bemposta (sin-D₃) que, no seu conjunto, constituem a base do presente trabalho.

III.1. Introdução

O Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB) aflora na parte norte da Zona Centro Ibérica (NE Transmontano, Portugal), ao longo de um troço do canhão fluvial do Rio Douro, entre Revincadeira e Juncal que, nesta região, marca a fronteira com Espanha (Figs. III.1 e III.2).

Corresponde a um cinturão metamórfico de alto grau, composto por metassedimentos do Ediacariano terminal / Câmbrio Inferior, pertencentes ao Grupo do Douro, intensamente migmatizados durante a Orogenia Varisca (e.g. Pereira *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013).

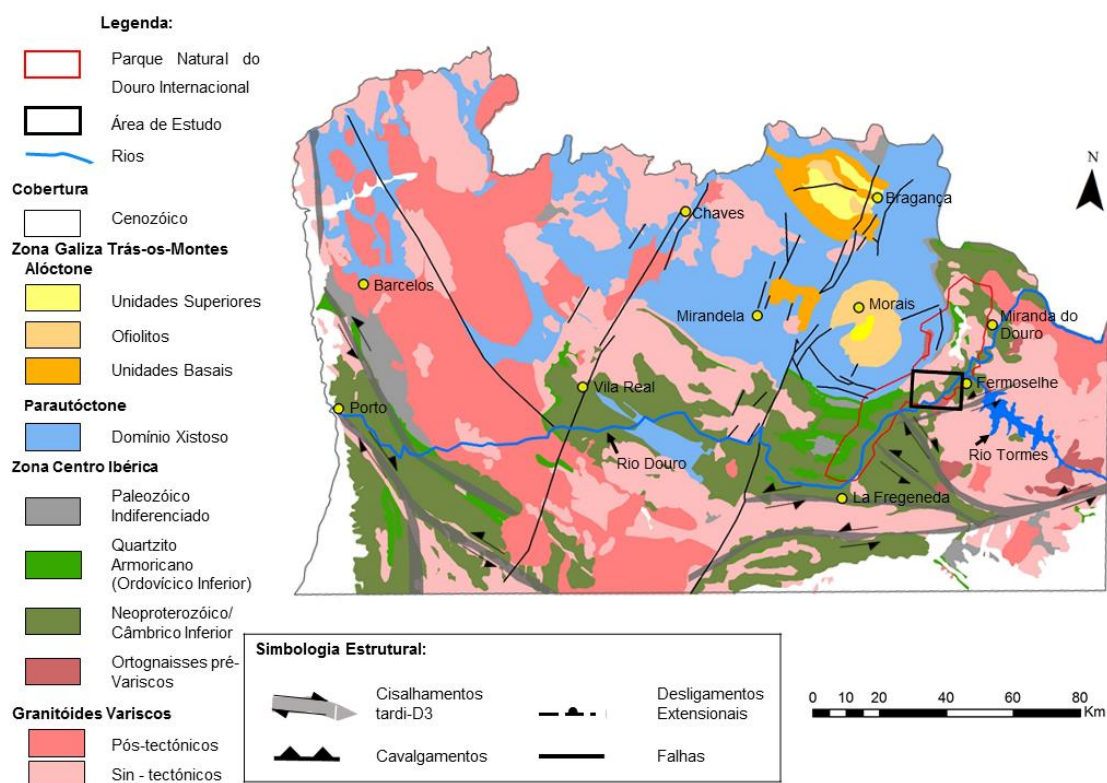


Figura III.1: Enquadramento geológico da área de estudo (adaptado de Dias da Silva, 2013).

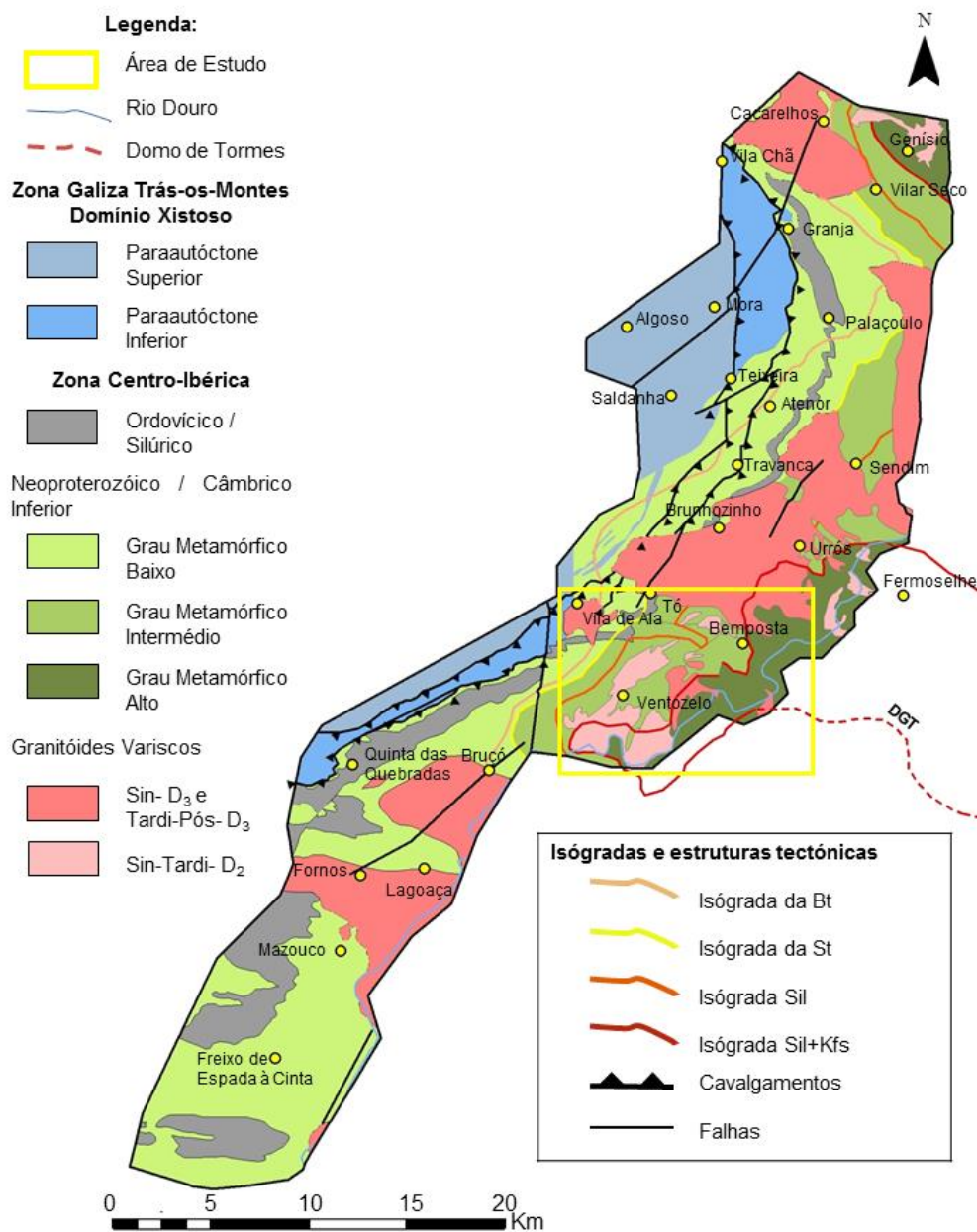


Figura III.2: Mapa geológico simplificado mostrando as principais unidades geológicas representadas na área em estudo e as isógradas de metamorfismo regional varisco (adaptado de Pereira et al., 2001; Ferreira et al., 2005; Dias da Silva, 2013).

Em termos estratigráficos, os metassedimentos do Grupo do Douro que constituem o CMB têm sido incluídos na Formação de Desejosa, definida como a unidade de topo do Grupo do Douro (Sousa, 1984; Pereira *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013). Nos domínios de menor grau metamórfico, onde o registo sedimentar está bem preservado, esta formação é descrita como uma sequência monótona de filitos negros ou cinzentos, nos quais se intercalam finos leitos de metasiltitos claros e, mais raramente, bancadas de metagrauvaques, conferindo-lhe um aspeto listrado típico (Sousa, 1982; Pereira *et al.*, 2006). A metade superior da sucessão contém ainda alguns níveis decamétricos de metaconglomerados intraformacionais (Sousa, 1982; Pereira *et al.*, 2006). No seu conjunto, as características estratigráficas da Formação de Desejosa apontam para um ambiente de deposição turbidítico em condições instáveis, que poderão estar relacionadas com um episódio de inversão tectónica que terá ocorrido na passagem do Câmbrio ao Ordovício (Pereira *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013).

De acordo com Dias da Silva (2013), as formações do CMB foram afetadas por deformação polifásica durante a Orogenia Varisca, compreendendo dois episódios compressivos consecutivos (C1 e C2), seguidos por uma fase extensional (E1) e terminando num último evento de deformação dúctil, também compressivo, associado a cisalhamentos subverticais em regime transcorrente (C3). À escala regional, os episódios C1e C2 poderão ser correlacionados com a primeira fase de deformação varisca (D₁) definida noutros setores da ZCI, enquanto o evento extensional E1 parece corresponder à D₂ e o evento C3 à terceira fase (D₃). Neste trabalho, optou-se por usar a terminologia mais convencional (D₁, D₂ e D₃) para descrever as estruturas geradas durante a deformação varisca.

Nos setores onde a deformação D₂ é mais intensa e o grau metamórfico mais elevado, como acontece no caso do CMB (Fig. III.2), as estruturas D₁ são praticamente irreconhecíveis e a xistosidade S₁ foi transposta pelos “*fabrics*” posteriores. Em contraste, o bandado migmatítico estromático, marcado pela intercalação de bandas de composição quartzo-feldspática (leucossomas) no hospedeiro metassedimentar (mesossoma), é a estrutura mais penetrativa nestes domínios. Desenvolve-se paralelamente à foliação S₂ regional, embora nem sempre seja possível determinar a sua orientação original, devido aos efeitos dos eventos de deformação mais tardios (cisalhamentos sub-verticais dúcteis sin-D₃ ou frágeis-dúcteis tardi-D₃) (e.g. Dias da Silva, 2013).

Cabe sublinhar que a existência de forte relação entre o clímax de metamorfismo regional, a formação de complexos metamórficos de alto grau (domos térmicos) e a tectónica extensional D₂ neste segmento da ZCI foi primeiramente estabelecida por

Escuder Viruete (1993; 1999) e Escuder Viruete *et al.* (1994a-b; 2000a-b; 2004) com base em estudos realizados no Domo Gnáissico de Tormes (DGT) (Fig. III.2). Para Dias da Silva (2013), o Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB) corresponde ao prolongamento ocidental, já em território português, do núcleo do Domo Gnáissico de Tormes (também designado por Unidade Inferior), cujo limite com as rochas de menor grau metamórfico (Unidades Intermédia e Superior) coincide, segundo o mesmo autor, com a isógrada da silimanite + feldspato potássico (Fig. III.2).

À semelhança do que acontece do lado espanhol (DGT), a sucessão de zonas metamórficas em volta do CMB segue um padrão de distribuição concêntrico em relação ao núcleo do domo (Fig. III.2) e, tanto o bandado migmatítico (S_2), como as próprias isógradas estão afetadas por dobras e cisalhamentos tardios (Dias da Silva, 2013). Entre os cisalhamentos frágeis-dúcteis tardi- D_3 responsáveis pela modificação da geometria das estruturas D_2 no CMB, Dias da Silva (2013) refere a ocorrência, na região de Bemposta, de dois corredores de cisalhamento conjugados, com cinemáticas opostas e orientações principais $N130^\circ E$ (movimentação direita) e $N60^\circ E$ (movimentação esquerda), que se prolongam para a parte espanhola.

De notar ainda que os processos tectono-metamórficos que afetaram o CMB durante a D_2 foram acompanhados pela instalação de alguns corpos de composição granítica e de filões aplito-pegmatíticos (sin-tardi- D_2), de que são exemplo os granitos de Vilarinho dos Galegos e de Faia d'Água Alta (Fig. III.3) e os pegmatitos da região de Bemposta-Ventoselo (Fig. III.3). Os granitos sin-tardi- D_2 são granulometricamente muito heterogéneos (grão fino a grosseiro), possuem uma foliação bem marcada concordante com a S_2 regional e definem, com frequência, contactos transicionais com as rochas migmatíticas encaixantes (Dias da Silva, 2013). Já os filões aplito-pegmatíticos sin-tardi- D_2 de Bemposta-Ventoselo ocorrem em corpos tabulares, de espessura e extensão variáveis, dispostos sub-paralelamente ou obliquamente em relação à foliação S_2 e, tal como os granitos sin-tardi- D_2 , estão deformados pela D_3 (Dias da Silva, 2013).

Apesar de existirem alguns corpos intrusivos sin-tardi- D_2 na área estudada, a atividade plutónica varisca está predominantemente relacionada com a última fase de deformação varisca (D_3), durante ou após a qual se instalaram abundantes volumes de granitos sin- e tardi-pós- D_3 (Fig. III.3). A maioria das intrusões sin- D_3 (nas quais se inclui o maciço granítico de Bemposta; Fig. III.3) é constituída por granitos porfiróides de duas micas de grão médio a grosseiro, em que se observa, por vezes, uma foliação de fluxo magmático, conferida pelo alinhamento dos megacristais de feldspato potássico, concordante com as estruturas D_3 ou tardi- D_3 ($N110^\circ E$ – $N130^\circ E$) (Gomes *et al.*, 2011;

2015; Dias da Silva, 2013). Nos domínios afetados pelos cisalhamentos tardi-D₃, estes granitos podem apresentar uma foliação tectónica sub-vertical e estruturas S-C (Dias da Silva, 2013).

Em contrapartida, os granitos tardi-pós-D₃ (representados na região em estudo pelas intrusões de Vila de Ala e Peredo da Bemposta; Fig. III.3), distinguem-se dos anteriores pela ausência de indícios de deformação no estado sólido. Exibem texturas equigranulares de grão médio a grosseiro e contêm biotite e moscovite em proporções variáveis (Dias da Silva, 2013).

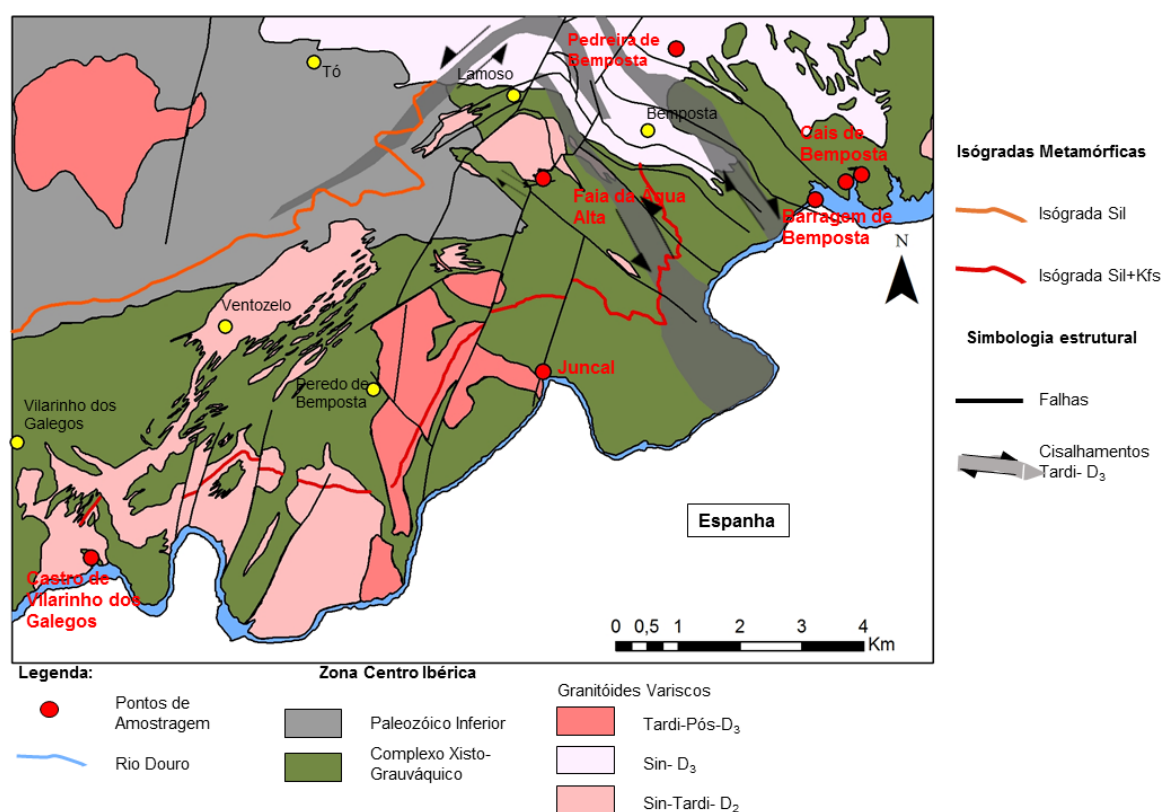


Figura III.3: Mapa geológico simplificado da área em estudo, mostrando a localização dos afloramentos seleccionados para a presente investigação (adaptado de Pereira et al, 2001; Ferreira et al., 2005; Dias da Silva, 2013).

Tendo definido, em traços gerais, as principais características geológicas da região em estudo, proceder-se-á, nas próximas secções, à descrição de campo dos afloramentos que serviram de base à presente investigação (Fig. III.3). Para o efeito, optou-se por os agrupar de acordo com a unidade idade geológica em que se inserem, descrevendo, em primeiro lugar, os afloramentos localizados no CMB (Castro de Vilarinho dos Galegos, Juncal, Faia d'Água Alta, Barragem de Bemposta e Cais de

Bemposta) e, só depois, o granito sin-tardi- D_2 de Faia da Água Alta e o granito e aplogranito sin- D_3 da Pedreira de Bemposta.

III.2. Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB)

III.2.1. Vilarinho dos Galegos

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4569750N 699756E

O afloramento de Vilarinho de Galegos está localizado no extremo sudoeste da área em investigação (Fig. III.3). Do ponto de vista geológico, este afloramento situa-se numa zona de contato entre as rochas migmatíticas do CMB e o granito sin-tardi- D_2 de Vilarinho de Galegos, estando todo o conjunto cortado por uma apertada rede de filões de pegmatitos graníticos e de veios de quartzo subverticais (Fig. III.4).



Figura III.4: Afloramento de Vilarinho dos Galegos. (a) Vista panorâmica do afloramento. (b) Aspeto geral do afloramento, onde se podem observar os migmatitos do CMB intruídos por um corpo pegmatítico e vários veios de quartzo discordantes.

Apesar do seu intenso estado de alteração, os metassedimentos do Complexo Migmatítico de Bemposta apresentam um bandado migmatítico bem definido, conferido pela presença de leitos quartzo-feldspáticos de cor clara (leucossomas), intercalados entre bandas mais escuras de composição pelítica a semipelítica (mesossoma). A alternância regular entre as bandas de leucossoma (resultantes da cristalização da fração fundida) e de mesossoma (representando as porções do protólito que não sofreram fusão) permite classificar estes migmatitos como metatexitos estromáticos (cf. Sawyer, 2008 e referências inclusas).

De uma forma geral, os leitos de leucossoma (estromas) dispõem-se em faixas com espessuras centimétricas a decimétricas, orientadas paralelamente aos planos de anisotropia do mesossoma (S_2), embora todo o conjunto tenha sido dobrado e verticalizado devido aos efeitos da tectónica transcorrente mais tardia (D_3) (Fig. III.4b). A ocorrência de leucossomas concordantes com a foliação S_2 e dobrados pela D_3 sugere, então, que as condições de fusão parcial deverão ter sido atingidas durante a D_2 .

É de salientar ainda que os leucossomas não estão, em geral, envolvidos por orlas escuras de material residual (melanossomas), nem definem contatos difusos com os seus hospedeiros, o que parece indicar que os fundidos anatéticos provêm de níveis estruturais algo mais profundos e foram injetados nestes terrenos como veios leucocráticos, não representando, por isso, verdadeiros leucossomas “*in-situ*” (Sawyer, 2008; Morfin *et al.*, 2013).

Do ponto de vista composicional, as bandas de mesossoma mostram, por vezes, alguma heterogeneidade litológica. Enquanto os níveis mais pelíticos apresentam um “*fabric*” planar muito penetrativo e contêm biotite, moscovite e silimanite como constituintes principais, as bandas de mesossoma menos aluminosas (psamopelíticas) têm um aspeto tendencialmente mais maciço e possuem maiores proporções de quartzo e feldspato e menores quantidades de micas e de silimanite.

Em contrapartida, os leucossomas mostram texturas tipicamente ígneas de granularidade variável (fina, média, grosseira ou pegmatóide) e composições dominadas por quartzo e feldspato. A biotite e moscovite ocorrem sempre em quantidades reduzidas e a granada é pontual.

Nas proximidades do local em estudo, as rochas migmatíticas são intruídas pelo granito sin-tardi- D_2 de Vilarinho de Galegos, que não foi amostrado (Fig. III.3). O granito de Vilarinho de Galegos é um granito de grão médio a grosseiro, essencialmente moscovítico. Possui uma foliação concordante com a S_2 regional e os seus contatos com os migmatitos do CMB são interdigitados, sugerindo que o próprio corpo granítico resulte

da cristalização de um magma diatexitico (com elevadas proporções de fração fundida), gerado durante o mesmo evento de anatexia crustal.

Por fim, cabe sublinhar que tanto os metatexitos estromáticos do CMB como o granito de Vilarinho de Galegos são atravessados por numerosos filões de quartzo, aplito e pegmatito com espessura e extensão variáveis (Fig. III.4b), cuja intrusão parece ter sido controlada por uma rede de fraturas tardias (não amostrados).

III.2.2. Praia Fluvial de Juncal

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4572610N 707822E

Nas barreiras da praia fluvial do Juncal (Figs. III.3 e III.5a) podem observar-se novamente os metassedimentos do CMB intensamente migmatizados (Fig. III.5 b-c).

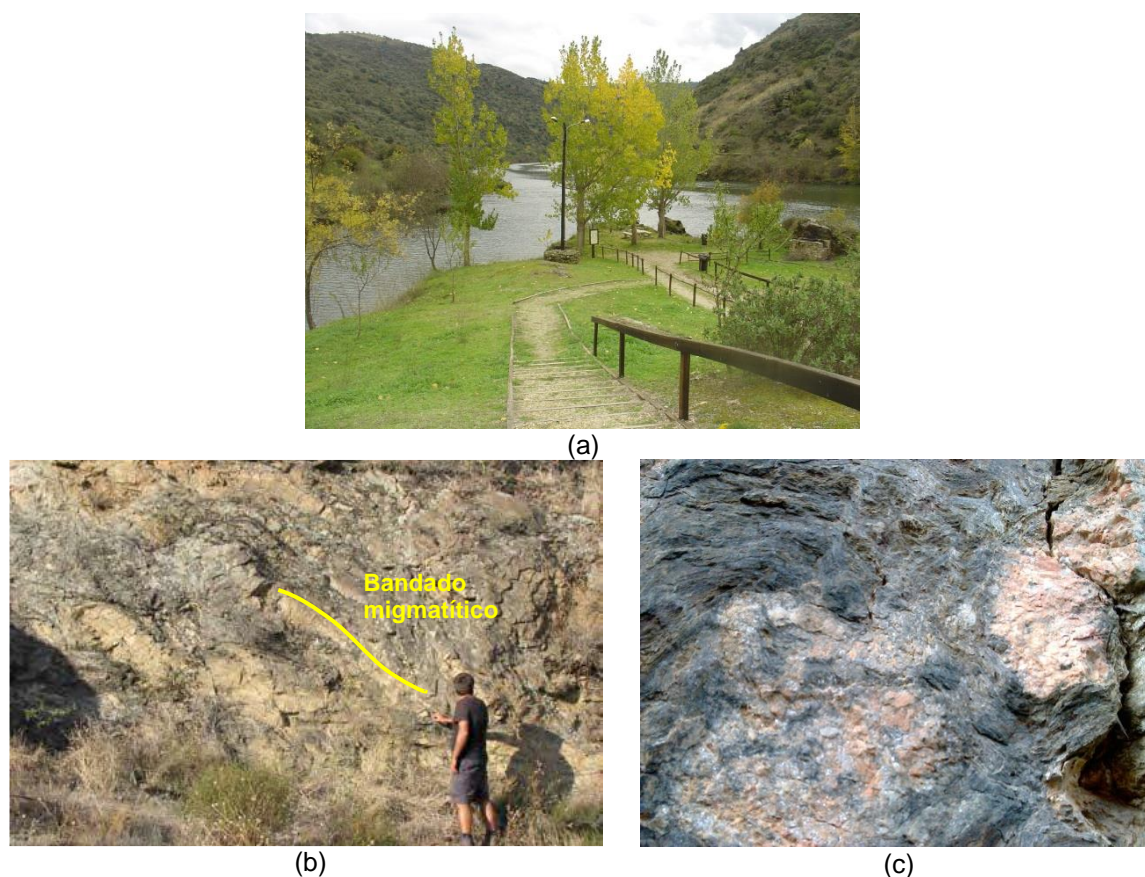


Figura III.5: Afloramento de Praia Fluvial de Juncal. (a) Vista do rio Douro a partir do cais fluvial. (b) Bandado estromático nos migmatitos do CMB (extraído de Rodrigues, 2008); (c) Bolsadas de leucossomas pegmatóides intercalados nos metapelitos do CMB.

Tal como no afloramento anterior, o bandado migmatítico (S_2) é a estrutura dominante neste ponto, embora os leucossomas estromáticos sejam mais largos e apresentem frequentemente texturas pegmatóides (Fig. III.5 b-c).

III.2.3. Faia d'Água Alta (queda de água de Lamoso)

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4576163N 707417E

A cascata da Faia d'Água Alta, com cerca de 60 metros de desnível, é um ponto de grande beleza natural e de elevado interesse geológico (Figs. III.3 e III.6). Está situada a 1,5 km da povoação de Lamoso, um pouco antes da confluência da Ribeira de Lamoso com a Ribeira de Bemposta, no contato entre os metatexitos estromáticos do CMB e uma soleira granítica (sin-D₂).

Ambas as unidades foram afetadas por fraturas e diaclases tardias, subverticais, com uma direção mais ou menos perpendicular à do curso de água e coincidentes com os escarpados da cascata (López-Moro *et al.*, 2005).

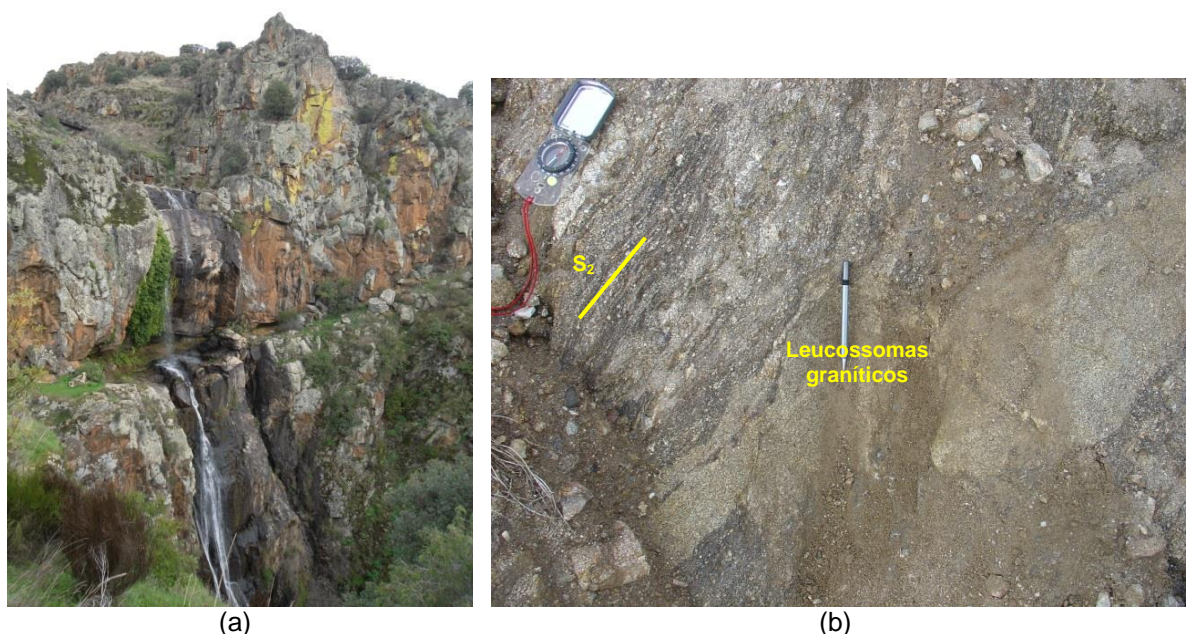


Figura III.6: Afloramento de Faia d'Água Alta. (a) Queda de água da Faia d'Água Alta. (b) Aspeto geral do bandado estromático (S₂) nos paragneisses do CMB.

Nos migmatitos, o bandado estromático (S₂) tem uma atitude muito variável, com predomínio das orientações N-S a N10°E, 62°W, o que sugere que a geometria das estruturas D₂ tenha sido modificada pelos eventos de deformação mais tardios.

Os leucossomas estão, normalmente, bem individualizados dos paragneisses que os alojam, embora os seus contatos com os hospedeiros metassedimentares sejam, com frequência, irregulares (Figs. III.6b e III.7a-b). Apresentam composição granítica, cor clara e texturas bastante heterogêneas em termos de tamanho de grão, podendo ocorrer quer

sob a forma de veios leucocráticos de grão fino a médio, quer em leitos, vénulas ou lentículas descontínuas com carácter pegmatóide (Fig. III.7).

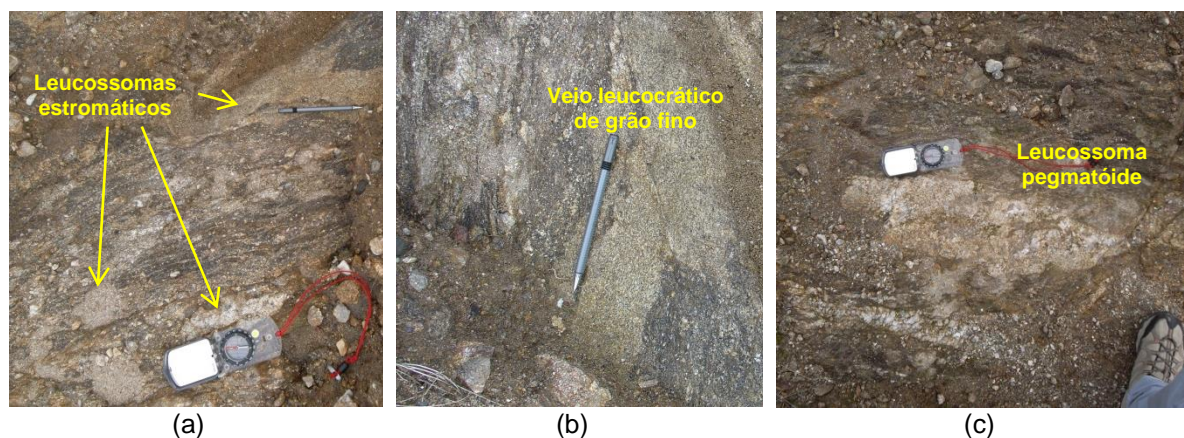


Figura III.7: Migmatitos de Faia d'Água Alta. (a) Leucossomas estromáticos intercalados em paragneisse. (b) Leucossoma granítico de grão fino definindo contactos irregulares com o paragneisse hospedeiro. (c) Leucossoma pegmatóide “boudinado”.

Já os paragneisses pelíticos e semipelíticos encaixantes são rochas fortemente anisotrópicas, de cor escura, grão fino a fino-médio, contendo biotite, moscovite, silimanite, quartzo e feldspato na sua associação mineralógica principal. Os termos pelíticos distinguem-se dos termos mais grauvacóides pelo seu maior conteúdo em filossilicatos e silimanite e pelas menores proporções de quartzo e feldspato.

III.2.4. Barragem de Bemposta

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4575810N 711846E

A central hidroelétrica de Bemposta está localizada a montante do ponto de confluência do rio Tormes com o rio Douro (Fig. III.3). Foi construída sobre o vale encaixado do rio Douro, numa área em que o substrato geológico é predominantemente constituído por migmatitos do CMB (Fig. III.8).

A visita ao interior da barragem permite observar o fundo do antigo leito do rio, escavado em rochas migmatíticas heterogéneas. O bandado migmatítico é definido pela intercalação de veios félsicos de composição granítica entre bandas de material pelítico a semi-pelítico, com espessuras variáveis. De uma forma geral, os veios graníticos dispõem-se concordantemente com a foliação do hospedeiro metassedimentar e parecem mostrar indícios de deformação no estado sólido. À semelhança do que foi referido anteriormente, o complexo gnáissico-migmatítico é atravessado, também aqui, por pegmatitos discordantes tardios.

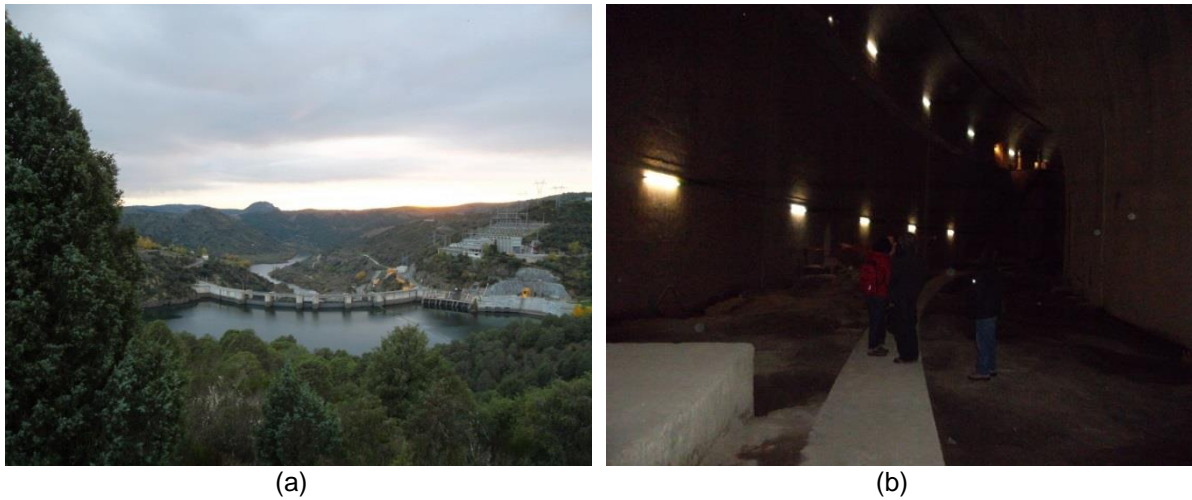


Figura III.8: Barragem de Bemposta. (a) Vista geral da central hidroelétrica. (b) Interior da barragem.

III.2.5. Cais fluvial de Bemposta

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4575819N 712606E

O cais fluvial da Bemposta situa-se num braço da albufeira da barragem de Bemposta, no extremo nordeste da área estudada (Fig. III.3). Nesta paragem e nos caminhos que lhe dão acesso, os paragnaisses migmatíticos do CMB estão bem expostos e apresentam uma foliação S_2 muito penetrativa (Fig. III.9).



Figura III.9: Cais fluvial de Bemposta. (a) Vista geral (b) Foliação S_2 em paragnaisses migmatíticos.

No seio dos paragnaisses, encontram-se, por vezes, nódulos lenticulares de rochas de cor clara que parecem representar níveis “*boudinados*” de material calco-

silicatado (Fig. III.10). O estudo petrográfico realizado numa amostra destes níveis revelou, contudo, que o nódulo amostrado correspondia a um metapsamito (ver Cap. V).

A intercalação de materiais psamíticos nos paragneisses pelíticos reflete possivelmente a estratificação original (transposta) dos protólitos da sequência paraderivada. Embora coexistam, lado a lado, com os paragneisses pelíticos, as rochas psamíticas não fundem com tanta facilidade durante os processos de anatexia crustal pois apresentam composições mineralógicas mais inférteis, comportando-se como litologias resistentes (Sawyer, 2008). Admite-se, por isso, que a lentícula metapsamítica corresponda a uma porção do migmatito não afetada por fusão parcial.



Figura III.10: Cais fluvial de Bemposta. (a) Nódulo psamítico intercalado em paragneisses pelíticos (b) Aspeto da fotografia anterior com maior ampliação.

Como se ilustra na Figura III.11, o bandado migmatítico estromático é a estrutura dominante nestes afloramentos. As bandas de leucossoma, compostas essencialmente por quartzo e feldspato, ocorrem em leitos e/ou veios com contornos irregulares e espessura centimétrica, dispostos paralelamente aos planos de anisotropia do paragneisse hospedeiro (S_2).

O bandado migmatítico estromático (S_2) está, com frequência, afetado por dobras e cisalhamentos tardios associados ao último evento de deformação varisca (D_3) (Fig. III.12). Quando visíveis, as dobras D_3 ocorrem a escalas diversas, desde milimétrica a decamétrica e apresentam geometrias variáveis, desde dobras abertas a muito fechadas, com plano axial subvertical (Fig. III.12 a-b-c). De acordo com Dias da Silva (2013), pode chegar a desenvolver-se uma foliação S_3 de plano axial que não foi observada neste setor.



Figura III.11: Cais fluvial de Bemposta. (a) Bloco solto de metatexito estromático com estrutura bandada (b) Veio leucocrático de leucossoma intercalado em paragnaisse.

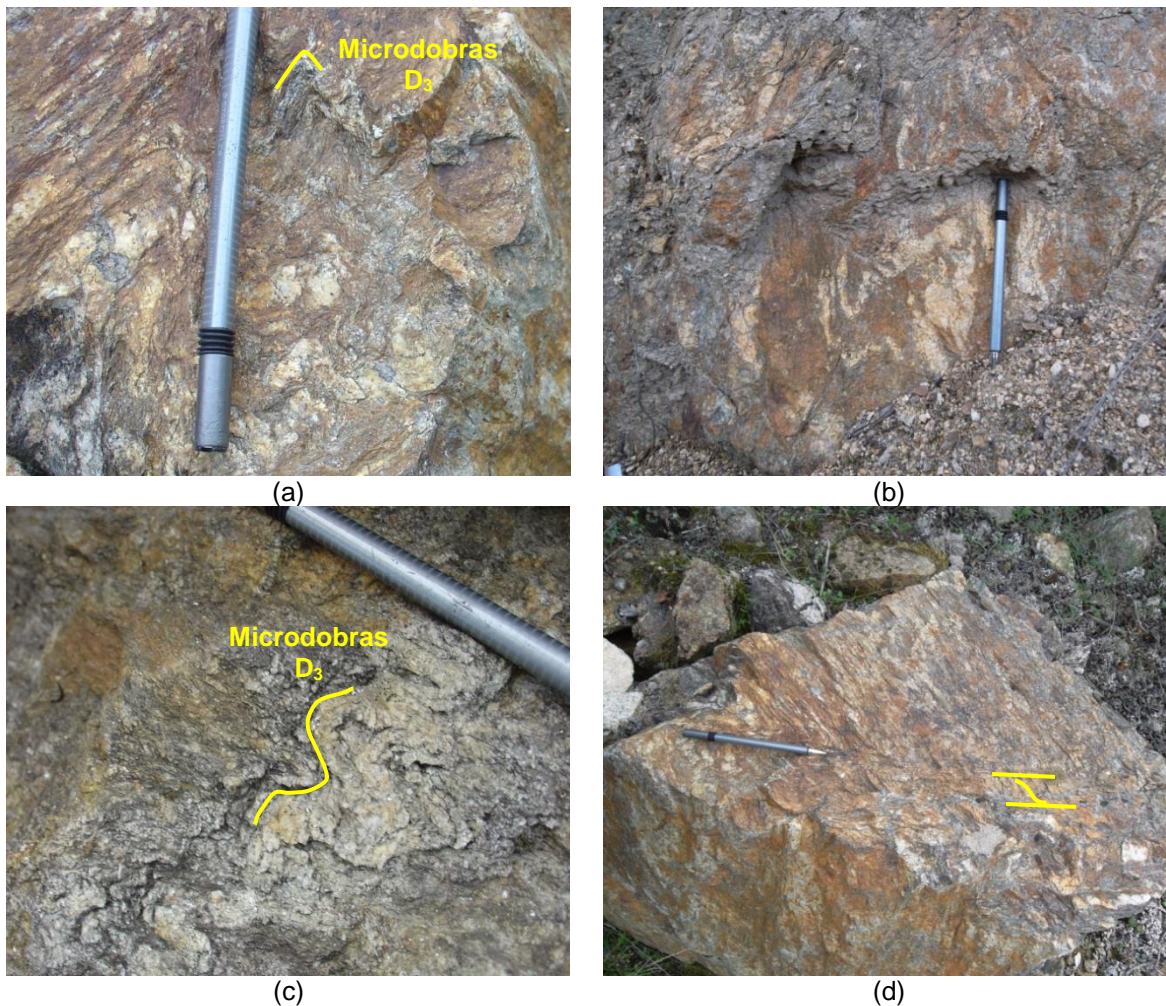


Figura III.12: Cais fluvial de Bemposta. (a), (b) e (c) Microdobras D_3 afetando bandado migmatítico (b) Estruturas S-C afetando bandado migmatítico.

Em nenhum dos pontos visitados, se identificaram bandas de leucossomas dispostas segundo o plano axial das dobras D_3 ou em faixas paralelas à foliação S_3 , o que sugere que os processos de fusão parcial que afetaram o CMB estão predominantemente associados com a tectónica extensional D_2 , não tendo, neste nível crustal, continuado durante a 3ª fase de deformação.

Por outro lado, a intrusão na sequência paraderivada de corpos tabulares concordantes de granitos de grão fino a médio ou de pegmatitos sin- D_2 (Fig. III.13), constitui uma forte evidência de que a maior parte dos fundidos anatóticos gerados durante a D_2 possuem algum grau de aloctonia e não devem ter derivado da fusão dos metassedimentos encaixantes. É provável, então, que estes líquidos se tenham formado em níveis estruturais mais profundos, migrado, em maior ou menor extensão, para fora da área fonte, sendo subsequentemente injetados nas rochas onde estão presentemente alojados.



Figura III.13: Cais fluvial de Bemposta: Corpo tabular de pegmatito sin- D_2 intercalado em paragnaisses migmatíticas (Am. 108.5).

O fato da maioria dos leucossomas / veios leucocráticos e dos corpos graníticos sin- D_2 terem sido afetados por deformação no estado sólido durante o último evento tectónico varisco (D_3) permite concluir, por fim, que a sua cristalização teve lugar nos estádios terminais da D_2 , início da D_3 .

III.3. Granitóides Variscos

Apresentam-se, em seguida, as principais características de campo de dois corpos graníticos que afloram na área estudada: (a) o granito sin- a tardi- D_2 de Faia d'Água Alta

e (b) o granito e soleira aplítica, ambos sin- D_3 , expostos na pedreira de aplito de Bemposta (Fig. III.3).

III.3.1. Granito sin- a tardi- D_2 de Faia d'Água Alta

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4497914N 529136E

No afloramento da Faia d'Água Alta, as rochas metamórficas de alto grau do CMB (descritas na secção III.2.3) foram intruídas por uma lâmina granítica, que aflora no topo da sequência paraderivada (Fig. III.14).

O contraste litológico entre as rochas graníticas e o encaixante metassedimentar, aliado ao desenvolvimento de um sistema de diaclases tardias, subortogonais à linha de água, foi responsável pelo impressionante ressalto de água que se observa nesta paragem.

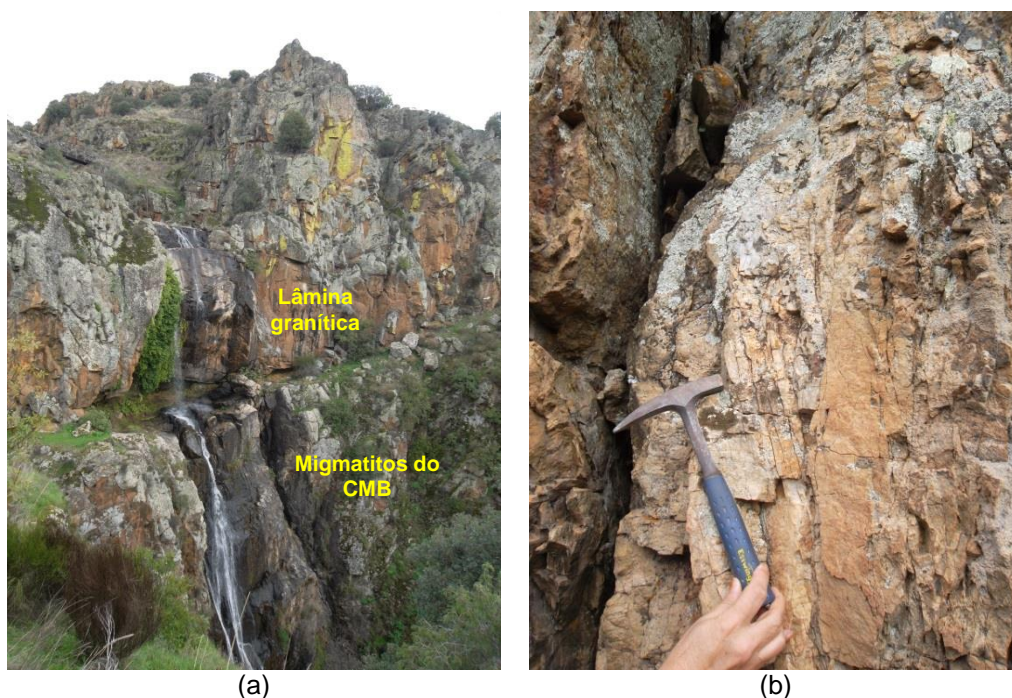


Figura III.14: Afloramento de Faia d'Água Alta. (a) Lâmina granítica intrusiva nos migmatitos do CMB (Am. 108.2). (b) Aspeto de pormenor do granito, cortado por falhas subverticais tardias.

Macroscopicamente, o granito de Faia d'Água Alta corresponde a um granito leucocrático de duas micas, de grão fino a fino-médio (Fig. III.14b). Apresenta uma foliação bem marcada, definida pelo alinhamento das palhetas de biotite e moscovite, concordante com as estruturas regionais (S_2), o que apoia a sua inclusão no grupo dos granitóides sin-tardi- D_2 .

III.3.2. Granito sin-D₃ de Bemposta e aplogranito associado (Pedreira de aplito de Bemposta)

Coordenadas GPS (UTM, datum ED50): 29T 4577855N 709703E

A pedreira de aplogranito de Bemposta, localizada cerca de 3 km a norte da aldeia de Bemposta (Fig. III.3), não está atualmente em laboração. Neste afloramento, é possível observar uma soleira de um aplogranito e várias bolsadas e veios de pegmatitos intercalados no granito sin-D₃ de Bemposta (Fig. III.15).

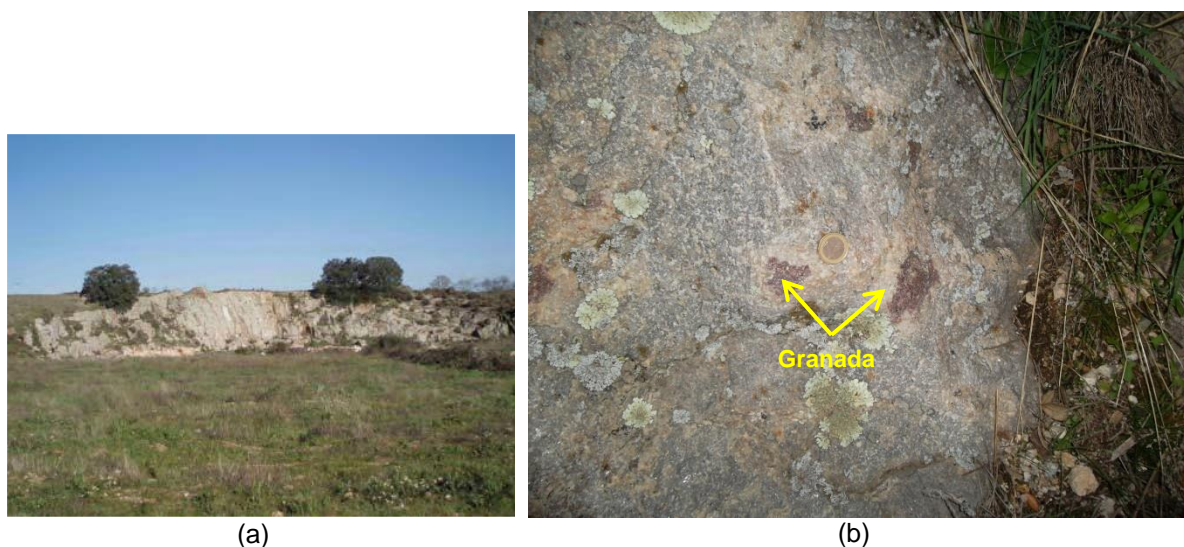


Figura III.15: Pedreira de aplito de Bemposta. (a) Vista geral da pedreira (extraído de Rodrigues, 2008) (b) Agregados de granada, disseminados no granito de grão fino (aplito) (Am. 108.11).

A soleira é composta por um granito leucocrático moscovítico, de grão fino (aplogranítico), contendo abundantes cristais de granada, cujas dimensões chegam a atingir cerca de 5 cm (Fig. III.15b). Em estreita associação espacial com o aplogranito ocorrem bolsadas / veios de rochas pegmatíticas, que se identificam facilmente pela sua granularidade muito grosseira. Os pegmatitos apresentam uma associação mineralógica composta por quartzo, feldspato, moscovite, biotite e turmalina, sendo de destacar o tamanho das suas moscovites e turmalinas.

Já o granito de Bemposta hospedeiro (do qual foi recolhida uma amostra) é um granito porfiróide de duas micas de grão médio, em que se observa, por vezes, uma foliação de fluxo magmático. Com base nas suas relações com as estruturas regionais e nas suas características petrográficas, esta intrusão tem sido incluída no grupo dos granitos peraluminosos de duas micas sin-D₃ (Pereira *et al.*, 2001; 2006; Ferreira *et al.*, 2005).

CAPÍTULO IV: MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo descrevem-se as técnicas e procedimentos analíticos usados durante a execução do presente estudo. Para além do levantamento bibliográfico, do trabalho de campo (incluindo amostragem) e da preparação de mapas em suporte ARCGIS, a investigação realizada envolveu uma componente laboratorial importante, que compreendeu as seguintes etapas principais (Fig. IV.1):

- Confeção de lâminas polidas para estudo petrográfico e de química mineral;
- Obtenção de dados de química mineral por microsonda eletrónica;
- Preparação física das amostras para análise geoquímica e isotópica;
- Obtenção de análises químicas de rocha total (elementos maiores e traço) por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) para os elementos maiores e por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para os elementos traço;
- Determinação de razões isotópicas nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd por espectrometria de massa de ionização térmica (TIMS).

IV.1. Confeção de lâminas polidas e estudo petrográfico

As lâminas polidas usadas neste trabalho foram executadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA) e no Laboratório de Preparação de Lâminas Delgadas da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD).

O estudo petrográfico incidiu em cerca de 24 lâminas delgadas polidas de amostras representativas das diferentes litologias que ocorrem na região de Bemposta. Para o efeito, usou-se um microscópio petrográfico da marca *Olympus BX50*, equipado com máquina fotográfica, instalado no Laboratório de Petrologia e Mineralogia do Departamento de Geociências da UA.

IV.2. Microsonda eletrónica

Das lâminas polidas observadas ao microscópio, selecionaram-se 11 para obtenção de dados de química mineral, tendo o cuidado de escolher amostras representativas das diferentes porções dos migmatitos do CMB (leucossomas e mesossomas) e dos corpos graníticos neles intruídos.

SEQUÊNCIA DE PROCEDIMENTOS

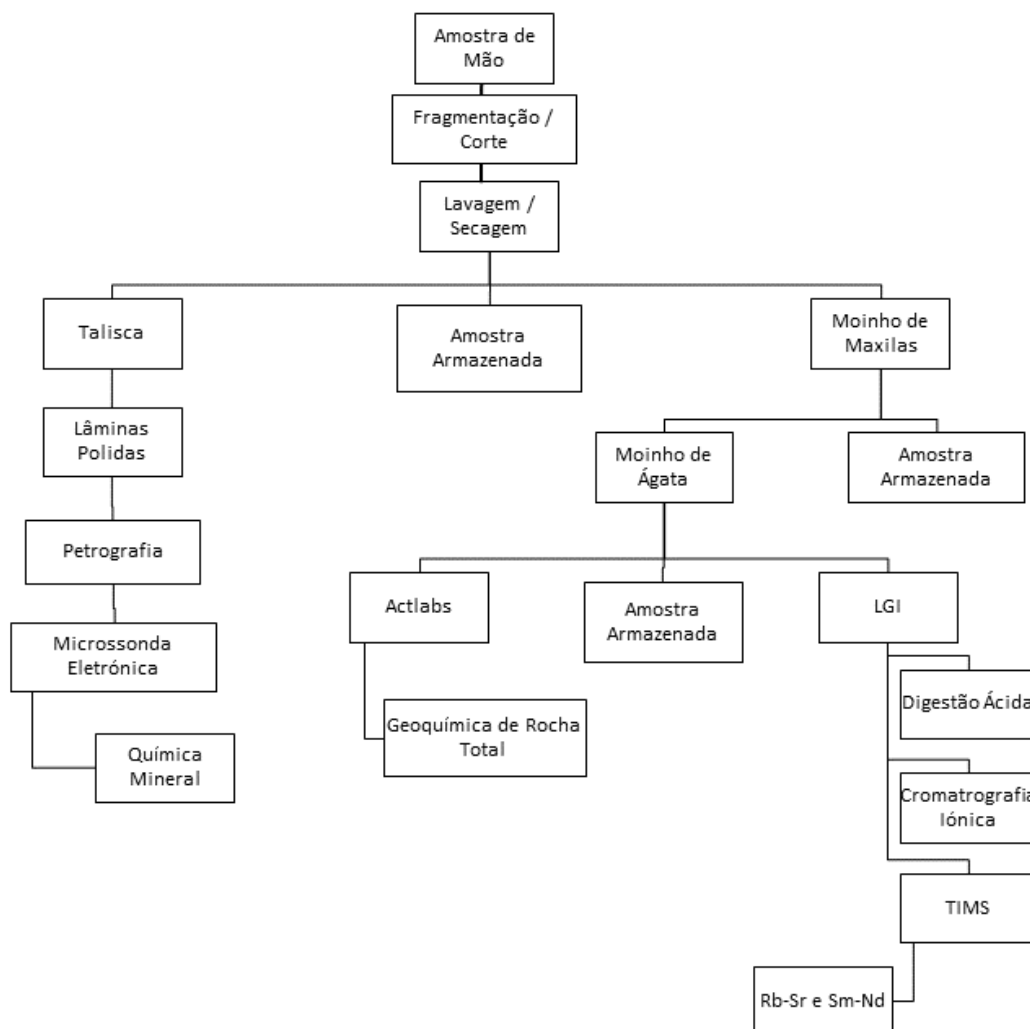


Figura IV.1: Diagrama esquemático ilustrando as diferentes fases do trabalho laboratorial

As análises de química mineral foram efetuadas na Microsonda Eletrônica (EPMA) dos Serviços Científicos e Técnicos da Universidad de Oviedo (Espanha), modelo CAMECA SX-100, dotada com cinco espectrómetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), um espectrómetro de dispersão de energia (EDS) e um Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV). O MEV possui detetores BSE e ABS para aquisição de imagens de elétrons retrodifundidos e secundários e permite selecionar pontos usando microscopia ótica de transmissão e reflexão. As determinações foram realizadas sob uma corrente de emissão de 15nA, um potencial de aceleração de 15 kV e um diâmetro de feixe electrónico de 2 μ . Os dados obtidos foram corrigidos automaticamente pelo método ZAF e calibrados em função dos padrões, após as contagens.

Para o tratamento e processamento das análises de química mineral, incluindo o cálculo de fórmulas estruturais e a elaboração de diagramas de classificação química, usaram-se folhas de cálculo *Excel 2016* e o *software Grapher 8*.

IV.3. Preparação física das amostras

Esta etapa do trabalho laboratorial consistiu em pulverizar as amostras de rocha-total a uma granulometria inferior a 200 *mesh*. Foi realizada nos Laboratórios de Preparação Física do Departamento de Geociências da UA e incluiu as seguintes fases (Fig. IV.1):

(1) Fragmentação grosseira das amostras em pedaços de 5x5 cm, recorrendo a uma prensa hidráulica ou, nos casos em que se pretendiam separar as diferentes porções dos migmatitos, ao corte com uma serra adiamantada. Os fragmentos obtidos foram lavados e colocados numa estufa a cerca de 50°C. Depois de secos, armazenaram-se em sacos limpos, devidamente identificados com a referência da amostra.

(2) Passagem da amostra pelo moinho de maxilas para redução do tamanho de grão (Fig. IV.2). Antes de introduzir a amostra, o moinho de maxilas e toda a área envolvente foram cuidadosamente limpos para evitar os riscos de contaminação. Para o efeito, desmontou-se o moinho e aspiraram-se os seus componentes bem como a sala onde está instalado. Em seguida, passou-se cada peça do equipamento com papel embebido em álcool e secou-se com ar comprimido. Só então se passou a amostra no moinho de maxilas, regulando, inicialmente, a abertura entre as maxilas com um espaçamento relativamente grande e, numa segunda fase, com um espaçamento mais apertado para obter uma moagem mais fina. O material recolhido foi colocado sobre uma folha de papel de cenário e cuidadosamente homogeneizado e quarteado. Desse material, extraiu-se uma subamostra média com cerca de 150 g para prossecução do processo de moagem. A restante amostra foi armazenada e arquivada num saco de plástico limpo selado, devidamente identificado com a sua referência.

(3) Pulverização da subamostra extraída no final da etapa anterior a uma granulometria inferior a 200 *mesh*, usando um moinho de anéis de ágata e um agitador N.V. TEMA (Fig. IV.2). O pó obtido foi subdividido em três frações. Uma das frações foi enviada para o *Activation Laboratories (ActLabs)* para análise geoquímica de elementos maiores e vestigiais, outra foi utilizada para medição das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA) e a terceira foi armazenada.

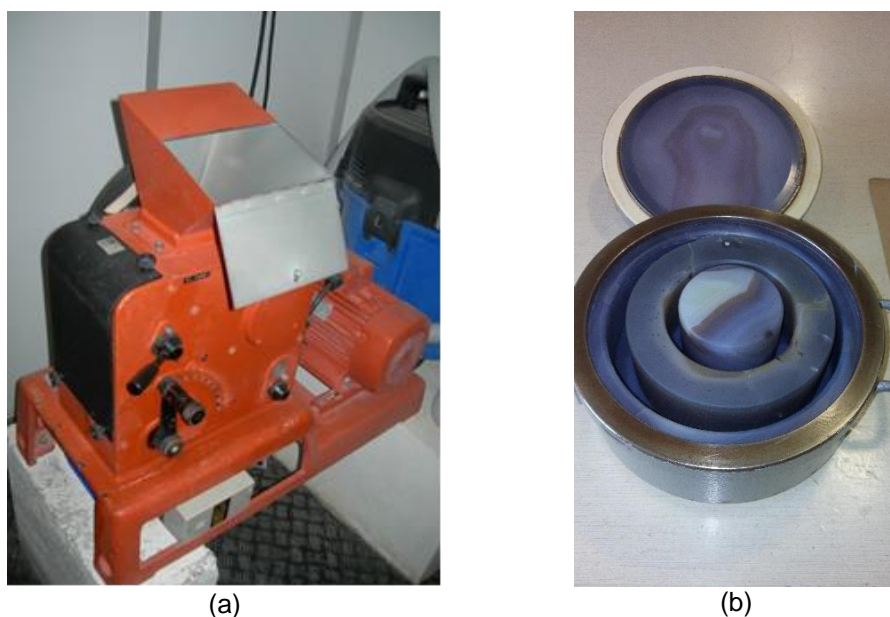


Figura IV.2 (a): Moinho de Maxilas; (b): Moinho de Anéis de Ágata.

IV.4. Geoquímica de Rocha Total

As análises químicas de rocha total de 9 das amostras estudadas foram realizadas nos *Activation Laboratories* (Ontário, Canadá), usando o pacote analítico *4LITHORESEARCH*. Os teores de elementos maiores foram determinados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*), enquanto as composições em elementos traço foram obtidas por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

O limite de detecção para os elementos maiores e perda ao rubro é de 0,01%, excetuando no caso do Ti e Mn em que é inferior (0,001%). Para os elementos traço varia entre 0,05 e 30 ppm. De acordo com o laboratório, a precisão analítica é inferior a 4% para os elementos maiores e inferior a 10% para os elementos traço.

IV.5. Análises isotópicas por TIMS

Para além da sua aplicação na datação de rochas e minerais (Geocronologia), a geologia isotópica tornou-se uma ferramenta essencial na caracterização de processos petrogenéticos (Geoquímica Isotópica).

Antes de descrever os procedimentos analíticos usados na obtenção de análises isotópicas por TIMS, considera-se pertinente fazer uma breve referência aos princípios em que se baseia a Geologia Isotópica, tratando, em particular, os dois sistemas isotópicos aplicados neste trabalho (Rb-Sr e Sm-Nd).

IV.5.1. Fundamentos Teóricos

A composição do núcleo ou nuclido (nuclídeo) do átomo de um dado elemento químico é descrita pelo número específico de prótons e neutrões que o constituem, definindo-se número atômico (Z) como o número de prótons que o átomo contém e número de massa (A) como o número total de neutrões (N) e prótons (Z) presentes no núcleo (Faure, 1986). Num átomo eletricamente neutro, o número atômico Z é igual ao número de eletrões.

É no núcleo do átomo que se concentra quase toda a sua massa, uma vez que a massa dos eletrões que gravitam em volta do núcleo é desprezível. Os átomos do mesmo elemento químico podem ter massas diferentes, pois o seu número de prótons é fixo, mas o seu número de neutrões pode variar. Chamam-se isótopos de um elemento químico aos átomos desse elemento com o mesmo número atômico (Z) e diferente número de massa (A).

A estabilidade de qualquer núcleo atômico é determinada pela diferença entre as forças de repulsão e de atração que nele se fazem sentir. Se a repulsão se sobrepõe à atração, o núcleo é instável e desintegra-se emitindo partículas e/ou radiação. Caso prevaleça a atração, o núcleo é estável (Faure, 1986).

Os nuclidos instáveis, também denominados nuclidos radioativos ou radionuclidos, decompõem-se espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear estável. A transformação do nuclido parental instável (isótopo radioativo ou isótopo-pai) num nuclido estável (isótopo radiogénico ou isótopo-filho) ocorre através de um mecanismo conhecido por decaimento radioativo, que pode envolver: (a) a libertação de partículas α (núcleos de átomos de Hélio - $^4\text{He}_2$), (b) a libertação de partículas β (negatrões e positrões), (c) a captura eletrónica ou (d) a fissão nuclear (Faure, 1986).

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, a taxa de decaimento do isótopo-pai é proporcional ao número de átomos desse isótopo (N), que ainda permanecem no sistema ao fim do tempo t (Faure, 1986). Partindo desta premissa, foi possível deduzir a lei fundamental do decaimento radioativo:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

D - número de átomos do isótopo-filho presentes no sistema ao fim do tempo t.

D_0 - número de átomos do isótopo-filho presentes inicialmente no sistema ($t=0$).

N - número de átomos do isótopo-pai que permanecem no sistema no final do tempo t.

λ - constante de decaimento.

Tendo em conta que a velocidade de decaimento radioativo é constante e não depende das condições de pressão e temperatura e das reações químicas em que os isótopos pai e filho estão envolvidos, a equação fundamental da radioatividade pode ser usada para determinar a idade absoluta de uma rocha ou mineral, desde que seja conhecida a constante de decaimento (λ) e a quantidade de átomos do isótopo-filho (radiogénico) que existiam originalmente no sistema (D_0), antes de se iniciar decaimento radioativo.

Além da sua aplicação na medição do tempo geológico, os isótopos radiogénicos podem fornecer informação relevante sobre a natureza das fontes e os processos de formação de rochas e minerais, como se documentará em seguida.

Sistema Isotópico Rb-Sr

O rubídio (Rb) é um metal alcalino (grupo IA) que não forma minerais próprios, ocorrendo na maioria das rochas como elemento traço. Como tem um raio iónico semelhante ao do potássio (Rb= 1,48 Å; K= 1,33 Å), tende a substituir este elemento na estrutura cristalina de minerais como o feldspato potássico, biotite, moscovite e minerais de argila (Faure, 1986).

Possui dois isótopos naturais: o ^{85}Rb e o ^{87}Rb , cujas abundâncias são de 72,15% e de 27,85%, respetivamente. O ^{85}Rb é estável, enquanto o ^{87}Rb é radioativo e sofre um decaimento do tipo β^- para o isótopo estável ^{87}Sr .

O estrôncio (Sr) pertence ao grupo dos metais alcalino-terrosos (Grupo IIA) da Tabela Periódica e também está geralmente presente em quantidades muito baixas na maior parte das rochas (< 0,1%). O seu raio iónico (1,13 Å) é apenas ligeiramente superior ao do cálcio (0,99 Å), pelo que é facilmente incorporado em minerais ricos em cálcio (e.g. plagioclase, apatite, gesso, calcite) (Faure, 1986). Tem quatro isótopos naturais estáveis: ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr , com abundâncias de aproximadamente 82.53%, 7.04%, 9.87% e 0.56%.

Devido ao decaimento de ^{87}Rb para ^{87}Sr , as concentrações dos diferentes isótopos de Sr não se mantêm constantes. O conteúdo em ^{87}Sr numa rocha ou mineral aumentará em função da sua razão Rb/Sr e idade (Faure, 1986). A evolução do ^{87}Sr radiogénico em minerais ou rochas contendo rubídio pode, então, ser descrita pela seguinte equação derivada da lei fundamental da radioatividade (Faure, 1986):

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

^{87}Sr - número total de átomos do isótopo-filho ^{87}Sr no tempo presente.

$^{87}\text{Sr}_0$ - número de átomos do isótopo-filho ^{87}Sr incorporados na rocha ou no mineral aquando da sua formação.

^{87}Rb - número de átomos do isótopo-pai ^{87}Rb no momento presente.

λ - constante de decaimento do ^{87}Rb .

Dado que o isótopo estável ^{86}Sr não é produzido durante o decaimento radioativo, utiliza-se este isótopo para efeitos de normalização, dividindo os diferentes membros da equação anterior pelo número de átomos de ^{86}Sr .

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)(e^{\lambda t} - 1)$$

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual é medida por espetrometria de massa, a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ atual pode ser determinada por espetrometria de massa (diluição isotópica) ou ser calculada a partir das concentrações de Rb e Sr da amostra. A constante de decaimento (λ) do ^{87}Rb tem um valor conhecido de $1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Steiger e Jäger, 1977), equivalendo a um tempo de semi-vida de 48 Ga.

Tendo em conta que a equação fundamental do decaimento radioativo corresponde à equação de uma reta de tipo $y = b + mx$, se se medirem as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de um conjunto de amostras co-genéticas, é possível calcular a sua idade (t) a partir do declive da reta (m) que os pontos definem num diagrama isocrónico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. IV.3):

$$t = 1/\lambda \ln(m + 1)$$

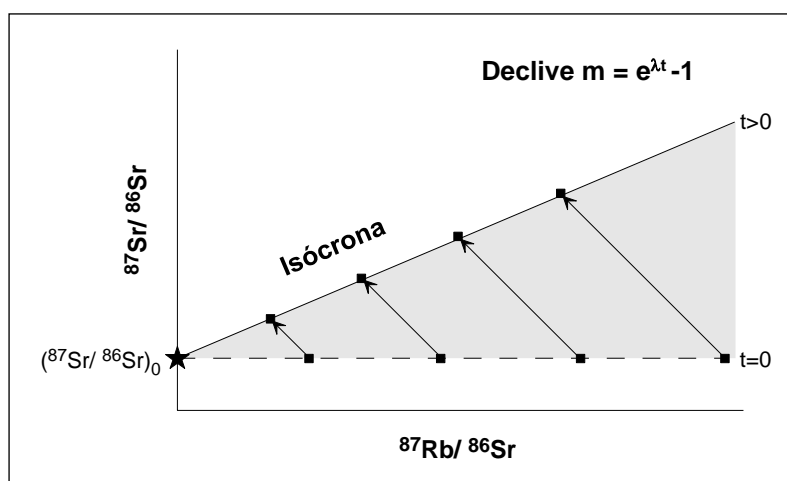


Figura IV.3: Diagrama isocrónico mostrando a evolução do sistema isotópico Rb-Sr, em função do tempo.

Por outro lado, a interseção da reta (isócrona) com o eixo dos yy (ordenada na origem) permite determinar o valor da razão inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$).

A equação acima enunciada constitui, assim, a base para a determinação de idades pelo método Rb-Sr. Contudo, a sua aplicação só é válida se não tiver havido ganhos ou perdas de átomos de ^{87}Sr e/ou de ^{87}Rb por outros processos que não sejam a desintegração radioativa, ou seja, se o sistema se tiver mantido fechado relativamente ao rubídio e ao estrôncio. Nos casos em que esta condição não é satisfeita, e o rubídio e o estrôncio tiverem sido adicionados ou perdidos pela rocha ou mineral, o valor de t calculado através desta equação pode não ter significado geocronológico.

Sistema Isotópico Sm-Nd

O Samário (Sm) e o Neodímio (Nd) incluem-se ambos no grupo dos lantanídeos ou Terras Raras (Grupo IIIB da Tabela Periódica). Apresentam uma elevada estabilidade química e propriedades físico-químicas semelhantes, pelo que constituem excelentes traçadores geoquímicos. Tanto o Sm, como o Nd, ocorrem como elementos traço, substituindo os elementos maiores na estrutura cristalina de minerais essenciais ou acessórios (e.g. feldspatos, micas, anfíbola, piroxena, apatite, granada, monazite, etc.).

O Sm tem cinco isótopos naturais estáveis e dois radioativos (^{147}Sm e ^{148}Sm), enquanto o Nd possui sete isótopos naturais, dos quais um é radiogénico (^{143}Nd), resultando do decaimento do ^{147}Sm por emissão de uma partícula α .

Usando o isótopo estável ^{144}Nd como fator de normalização, a equação fundamental do decaimento radioativo para este sistema isotópico assume a seguinte forma (Faure, 1986):

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

^{143}Nd - número total de átomos do isótopo-filho no momento presente.

$^{143}\text{Nd}_0$ - número de átomos do isótopo-filho que existiam inicialmente na rocha / mineral.

^{147}Sm - número de átomos do isótopo-pai presentes no sistema no momento presente.

^{144}Nd - número de átomos do isótopo estável (^{144}Nd).

λ - constante de decaimento do ^{147}Sm ($6,54 \times 10^{-12}$ anos $^{-1}$, Lugmair e Marti, 1978).

Na obtenção de idades pelo método Sm-Nd, segue-se um procedimento semelhante ao descrito para o sistema Rb-Sr. Contudo, a dispersão das razões Sm/Nd na maioria das sequências de rochas cogenéticas é, em geral, muito pequena, pelo que se torna impossível efetuar a sua datação através deste método. Nos casos em que se conseguem determinar idades pelo método Sm-Nd, estas são bastante mais robustas do que as fornecidas pelo sistema Rb-Sr, pois o Sm e o Nd não são tão sensíveis como o

Rb e o Sr a perdas e ganhos durante os processos de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e meteorização química (Faure, 2006).

Geoquímica Isotópica Sr-Nd

Como foi referido anteriormente, o Rb, o Sr, o Sm e o Nd ocorrem na maioria das rochas como elementos traço (em concentrações inferiores a 0,1%). Durante os processos de fusão parcial ou cristalização fracionada, estes elementos mostram uma vincada afinidade com fase líquida, sendo, por isso, classificados como elementos incompatíveis, por oposição aos elementos compatíveis, que ficam retidos na fase sólida (Rollinson, 1993).

Devido a diferenças no seu grau de incompatibilidade, o Rb (mais incompatível) foi preferencialmente incorporado na crosta durante a diferenciação da Terra, enquanto o Sr (menos incompatível) ficou comparativamente mais enriquecido no manto. Com o sistema Sm-Nd, passou-se exatamente o contrário, pois o Sm é menos incompatível do que o Nd.

Ao longo do tempo geológico, o decaimento radioativo de ^{87}Rb para ^{87}Sr provocou um aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos dois reservatórios, mas bastante mais acentuado na crosta que, devido às suas elevadas razões Rb/Sr, se tornou progressivamente mais radiogénica do que o manto. Por outro lado, o incremento das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ causado pela transformação $^{147}\text{Sm} \Rightarrow ^{143}\text{Nd}$ levou a que o manto (com razões Sm/Nd mais altas) adquirisse uma assinatura isotópica mais radiogénica do que a crosta.

A projeção das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ obtidas em sequências de rochas ígneas em diagramas de correlação isotópica permite, assim, constranger a natureza das fontes envolvidas na sua petrogénese (Fig. IV.4). Com efeito, e assumindo que o ponto “*Bulk Earth*” (BE) representa a composição isotópica de Sr e Nd que a Terra primitiva (não diferenciada) teria na altura em que uma dada sequência magmática se formou, as rochas derivadas do manto tenderão a projetar-se no quadrante superior esquerdo do diagrama, enquanto as rochas resultantes da fusão parcial de fontes crustais se localizam no quadrante inferior direito (Fig. IV.4).

Sendo o manto um reservatório heterogéneo, estes diagramas permitem ainda distinguir os magmas provenientes de regiões do manto previamente afetadas por fenómenos de fusão parcial (*Manto Empobrecido - DM*), com valores elevados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$ e baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$, daqueles que derivam de reservatórios mantélicos primitivos com composições isotópicas próximas da *Bulk Earth* (BE) ou de zonas do manto que sofreram processos de metassomatismo e/ou contaminação com sedimentos

marinhos pelágicos e/ou terrígenos (*Manto Enriquecido 1 e 2 – EM1 e EM2*) ou ainda de porções do manto que incorporaram crosta oceânica antiga alterada (*Manto HIMU*) (Zindler e Hart, 1986)

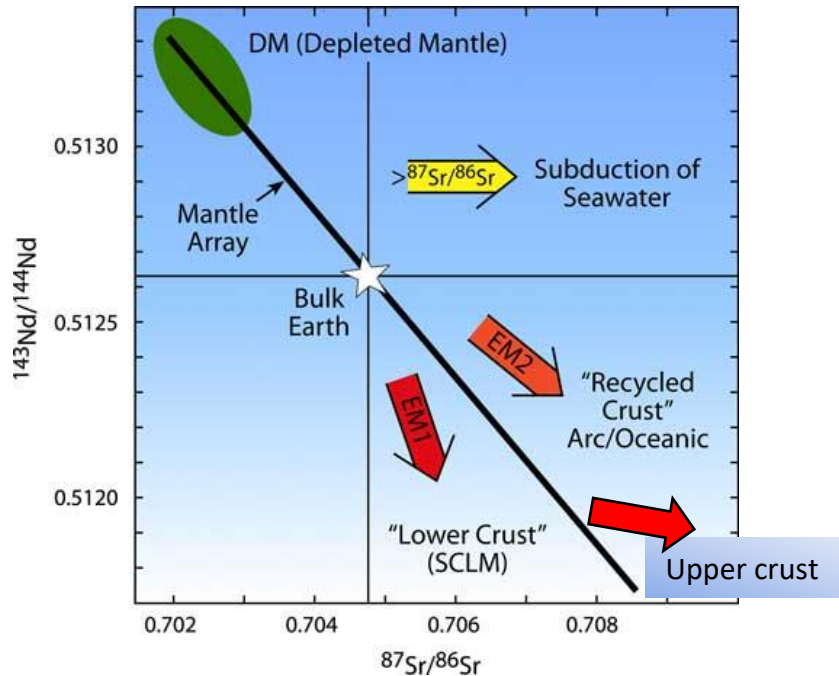


Fig. IV.4: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (adaptado de O'Reilly et al., 2009). DM – Manto empobrecido; EM – Manto enriquecido; SCLM – Manto Litosférico Subcontinental; BE – Terra Primitiva

Também os magmas produzidos por anatexia de protólitos da crosta continental superior se identificam nos diagramas Sr-Nd através das suas elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$, enquanto os que derivam da fusão de materiais da crosta inferior apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ significativamente inferiores e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$ variáveis (Fig. IV.4).

Para facilitar a interpretação dos dados isotópicos Sr-Nd, De Paolo e Wasserburg (1976) introduziram a notação épsilon (ϵ), que consiste em exprimir o desvio das razões isotópicas iniciais de Sr e Nd em relação à composição isotópica que a Terra primitiva (não diferenciada) possuiria num tempo t qualquer:

$$\epsilon_{\text{Sr}}(t) = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}(t)}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4 ; \epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}(t)}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4$$

em que:

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{amostra}(t)}$ - razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra no tempo t .

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}(t)}$ - razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no reservatório uniforme (UR) no tempo t .

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}(t)}$ - razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra no tempo t .

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}$ - razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do reservatório condrítico uniforme (CHUR) no tempo t .

Desta forma, a presença de valores marcadamente positivos de ϵNd_0 e negativos de ϵSr_0 em rochas magmáticas implica uma derivação a partir de reservatórios mantélicos empobrecidos (DM), ao passo que os valores muito negativos de ϵNd_0 e positivos de ϵSr_0 apontam, em geral, para uma origem supracrustal, sendo de esperar que os valores de ϵNd_0 sejam tanto mais negativos quanto mais antigas forem as fontes crustais

Idades Modelo

O cálculo das idades modelo permite estimar o tempo decorrido desde que um determinado protólito crustal se separou do manto. Partindo do pressuposto que a razão Sm/Nd da rocha se manteve constante a partir do momento em que a rocha foi extraída ao manto, podem usar-se duas abordagens diferentes:

A primeira consiste em medir o intervalo de tempo (T_{CHUR}) que decorreu desde que a razão isotópica da rocha era igual à do Reservatório Condrítico Uniforme (CHUR), considerado como representativo da composição da Terra primitiva na altura da sua formação (Faure, 1986; Dickin, 2005).

Tendo em conta que as regiões do manto a partir das quais se gerou a crosta continental apresentam razões Sm/Nd superiores às do CHUR, De Paolo (1981) recomenda que se utilize a composição isotópica do manto empobrecido (DM) como referencial para o cálculo de idades modelo. Nesta abordagem, as idades-modelo (T_{DM}) são determinadas através da seguinte expressão:

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right]}{\lambda}$$

em que $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.219$ e $\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

Cabe salientar, contudo, que as idades T_{DM} nem sempre correspondem a verdadeiras idades de formação crustal, refletindo apenas tempos médios de residência crustal de rochas de origem mista (Arndt e Goldstein, 1987).

Por outro lado, é preciso ter também em atenção que os processos de fusão parcial e/ou cristalização fracionada, envolvendo retenção/extração de fases minerais ricas em terras raras, como a monazite, a esfena, o zircão e a granada podem provocar um forte fracionamento das razões Sm/Nd (e.g. Liew e McCulloch, 1985). Nesses casos,

as idades modelo deverão ser recalculadas, assumindo uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ crustal média de 0,12 (Liew e McCulloch, 1985).

IV.5.2. Determinação das Razões Isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

As análises isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd de 8 amostras de rocha-total foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA). O processo compreendeu três etapas fundamentais: digestão química das amostras, cromatografia iónica e medição das razões isotópicas no espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS).

Digestão química das amostras

Da fração de pó reservada para determinação de composições isotópicas (ver seção IV.3), pesaram-se cerca de 100 mg de cada amostra para copos *savillex*, envolvidos em papel metalizado para evitar a dispersão, usando uma balança de alta precisão.

Concluída a fase de pesagem, adicionaram-se 1ml de HNO_3 e 2 ml de HF concentrados, ultrapuros, aos recipientes de teflon contendo as amostras. Depois de fechados, colocaram-se os recipientes em bombas de digestão *Parr* de alta pressão, que foram introduzidas numa estufa a 180°C durante 3 dias.

Finalizado este período, evaporaram-se as soluções numa placa de aquecimento, após o que se adicionaram 6 ml de HCl 6N. Colocaram-se novamente as amostras nas bombas de digestão que foram introduzidas na estufa a 180° por mais 1 dia. Finda esta operação, procedeu-se à sua evaporação numa placa de aquecimento.

Na decomposição química das amostras, usaram-se HNO_3 e HF ultrapuros, HCl purificado por bi-destilação “*sub-boiling*” num destilador de quartzo e todo o material foi previamente descontaminado com ácido nítrico a 50% e água ultrapura Milli Q (resistividade = 18,2 Ωs).

Cromatografia iónica

A cromatografia iónica tem como objectivo principal separar os elementos Rb, Sr, Sm e Nd dos restantes componentes da amostra, usando a troca de iões entre uma fase sólida (resina) e uma fase móvel (eluente). Dependendo da sua carga e raio iónico, cada elemento químico interage com os grupos catiónicos (fixos) da resina de modo diferente (seletividade relativa), o que se reflete na sua ordem de saída, permitindo isolar os

elementos de interesse. No LGI-UA, a extração do Rb, Sr, Sm e Nd processa-se em duas fases:

A primeira fase consiste em extrair o Sr, o Rb e as Terras Raras (REE), passando as amostras por colunas de quartzo, preenchidas com uma resina catiónica *Biorad* de granulometria 200-400 μm (*colunas primárias*) (Fig. IV.5). Usa-se HCl 2,5N como eluente, que é adicionado em volumes pré-estabelecidos, de acordo com o protocolo do laboratório (Ribeiro, 2004). A solução contendo Sr é evaporada totalmente numa placa de aquecimento a 150°C e está pronta para ser analisada.

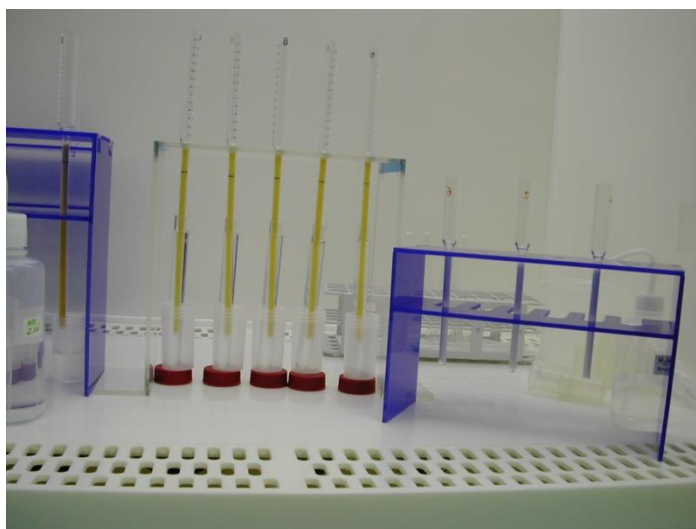


Figura IV.5: Colunas primárias usadas no LGI-UA.

Para separar o Nd, é necessário passar a solução onde se recolheram as Terras Raras pelas chamadas *colunas secundárias*, que são colunas de menores dimensões, também de quartzo, preenchidas com resina LN-Einchon de granulometria muito fina. Como eluente, usam-se ácidos com concentrações mais baixas. A solução onde se recolheu o Nd é evaporada numa placa de aquecimento a 150°C e pode ser analisada por TIMS.

Espetrómetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS)

O espectrómetro de massa de ionização térmica (*Thermal Ionization Mass Spectrometer* - TIMS) do LGI-UA é um equipamento fabricado pela *Micromass*, modelo VG Sector 54 e está equipado com um sistema de detetores *Faraday* (seis coletores móveis e um central fixo) e um detetor *Daly* (Fig. IV.6).

Para se proceder à determinação das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por TIMS, as amostras de Sr são dissolvidas em 2 μg de ácido fosfórico (H_3PO_4 1N) e depositadas em

filamentos simples de Ta. As razões isotópicas são medidas no modo dinâmico, numa sequência de três ciclos, com quatro coletores Faraday, mantendo a intensidade do feixe de ^{88}Sr a 1.5-2 V durante 50 a 100 aquisições.

As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas são corrigidas para o fracionamento de massa através da sua normalização para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ (Dickin, 1997). No LGI-UA, a precisão interna das análises isotópicas de Sr é inferior a 20 ppm (1σ) e o rigor, aferido pela análise do padrão internacional SRM 987, deu um valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710243 \pm 10$ no período em análise, com um limite confiança de 95%.



Figura IV.6: Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) do LGI-UA

Depois de dissolvido em 2 μg de HCl 2,5 N, o Nd é depositado em filamentos triplos de tântalo-rénio-tântalo, evaporado e subsequentemente introduzido no espectrômetro de massa. É medido sob a forma metálica, no modo dinâmico, usando os sete coletores Faraday, numa sequência de três ciclos, com o feixe de ^{144}Nd mantido a 0.5-1V durante 50 a 100 aquisições. Para corrigir o fracionamento de massa, aplica-se uma lei exponencial, tendo como referencial o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. A precisão interna para as análises das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é inferior a 20 ppm (1 sigma). No período em que decorreu o trabalho, a análise do padrão JNdi-1 forneceu um valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 5121027 \pm 2$ (lim.conf. 95%, n=27), sendo a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ recomendada de $0,512115 \pm 7$ (Tanaka *et al.*, 2005).

As concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd usadas no cálculo das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram determinadas por ICP-MS, nos *Activation Laboratories* (Canadá)

CAPÍTULO V: PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

O estudo petrográfico que se apresenta na primeira parte deste capítulo incidiu em 24 lâminas polidas de amostras representativas das diferentes litologias que ocorrem na região de Bemposta e teve como objetivo central identificar e descrever as principais fases minerais, texturas e microestruturas presentes nestas rochas. Com base nos resultados obtidos, tentou estabelecer-se uma possível trajectória de evolução metamórfica para os migmatitos do CMB e eventuais relações petrogenéticas com as rochas graníticas que os intruíram. Na última parte do capítulo, apresentam-se os dados de química mineral obtidos em 11 amostras previamente seleccionadas para o efeito e procede-se à caracterização química das fases minerais analisadas.

V.1. Introdução

No mapa da Figura V.1, está indicada a localização das amostras recolhidas no âmbito desta investigação.

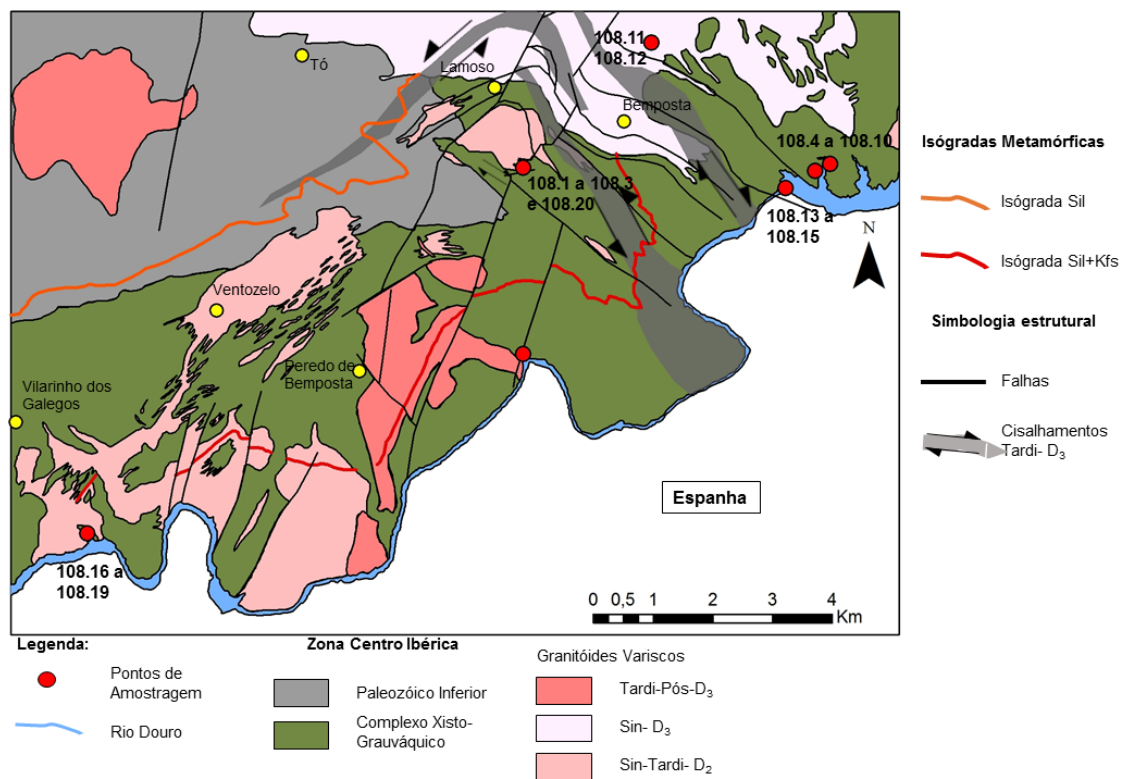


Figura V.1: Mapa geológico simplificado da área em estudo, mostrando a localização das amostras recolhidas (adaptado de Pereira et al, 2001; Ferreira et al., 2005; Dias da Silva, 2013).

Como foi referido no Capítulo III, as amostras estudadas foram retiradas de 4 afloramentos de migmatitos do CMB (Vilarinho de Galegos, Faia d' Água Alta, Barragem de Bemposta e Cais de Bemposta), de 1 afloramento de um granito sin-tardi-D₂ (Faia d' Água Alta) e de 1 afloramento de uma soleira de aplogranito intercalada no granito sin-D₃ de Bemposta (Pedreira de Bemposta).

V.2. Caraterização petrográfica

V.2.1. Paragneisses migmatíticas do CMB

O bandado estromático (S₂) é a estrutura mais penetrativa nos paragneisses migmatíticos do CMB (ver Cap. III). É conferido pela presença de bandas / veios, de cor clara e composição quartzo-feldspática (leucossomas), dispostas concordantemente entre as faixas dos metapelitos hospedeiros (aqui designadas por mesossomas). Embora os leucossomas estejam fortemente interpenetrados com os mesossomas, teve-se a preocupação de recolher amostras em que fosse possível individualizar as duas componentes para as poder caraterizar separadamente, tanto em termos petrográficos como geoquímicos.

Mesosomas

Apesar da sua dispersão geográfica, os mesossomas amostrados apresentam uma considerável homogeneidade textural e mineralógica pelo que serão descritos conjuntamente. Do ponto de vista mineralógico, são rochas compostas por: biotite (Bt) + silimanite (Sil) + moscovite (Ms) + quartzo (Qz) + plagioclase (Pl) + feldspato potássico (Kfs) ± andaluzite (And) ± turmalina (Tur) ± cordierite (Crd) + zircão (Zr) + monazite (Mz) + opacos (Op). Nas variedades mais pelíticas, o conteúdo modal em filossilicatos e silimanite chega a ultrapassar 70%, enquanto nos termos psamo-pelíticos (grauvacóides) é geralmente inferior a 50%.

Exibem texturas predominantemente lepidogranoblásticas, de grão fino a fino-médio (Fig. V.3), embora, em casos pontuais, possam apresentar texturas lepidogranoporfioblásticas devido à presença de porfiroblastos de biotite (Figs. V.4 e V.5). A foliação definida pelo alinhamento da biotite e da silimanite corresponde sempre à S₂, sendo possível observar, por vezes, vestígios de um “*fabric*” anterior (S₁) microdobrado (Fig. V.3). Cabe referir, ainda, que a foliação S₂ está, com frequência, afetada por microdobras relacionadas com o último evento de deformação (D₃), que não são acompanhadas pelo desenvolvimento de uma nova foliação (Figs. V.6 e V.7).

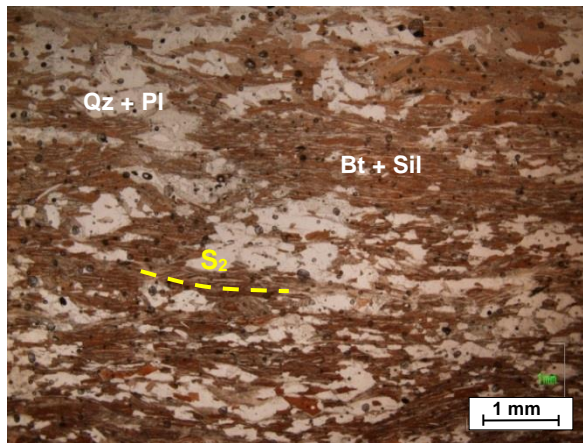


Figura V.2: Textura lepidogranoblástica em mesossoma. A foliação definida pelo alinhamento de cristais de biotite e silimanite corresponde à S_2 . Nicóis paralelos (Am. 108.15).

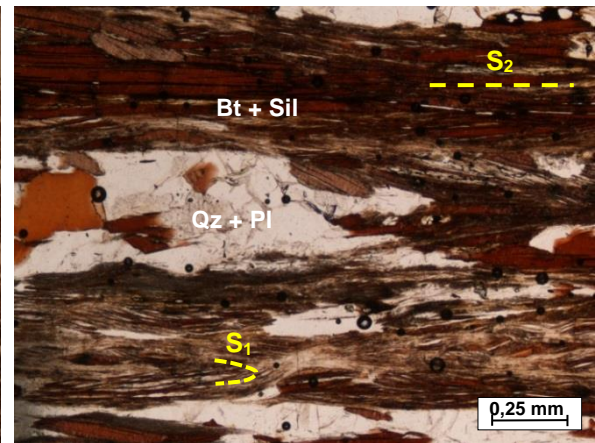


Figura V.3: Mesossoma com textura lepidogranoblástica, preservando arcos poligonais de um "fabric" prévio (S_1). Nicóis paralelos (Am. 108.7).

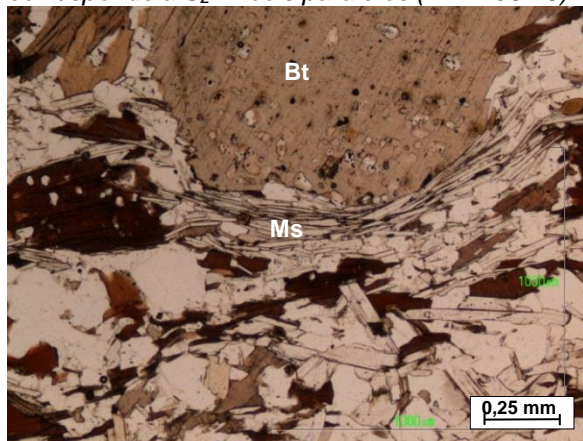


Figura V.4: Porfiroblasto de biotite contornado pela foliação S_2 em mesossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.19).

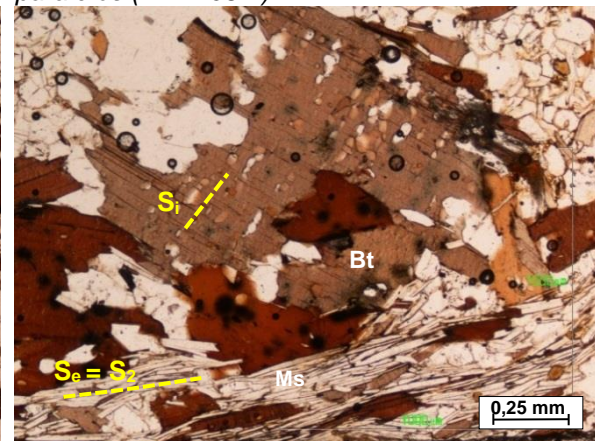


Figura V.5: Porfiroblasto de biotite mostrando bordos corroídos e uma xistosidade interna ($S=S_1$), discordante com a externa ($S_e=S_2$). Nicóis paralelos (Am. 108.19).

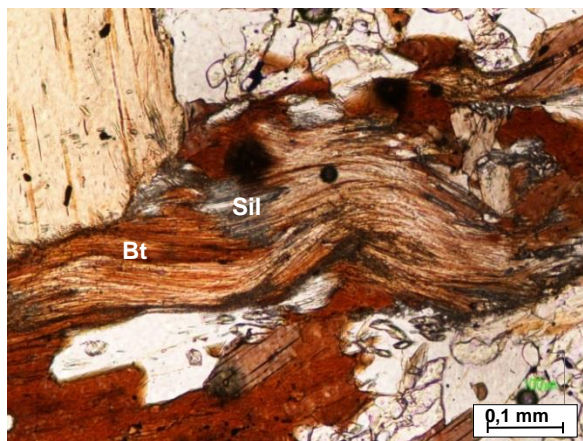


Figura V.6: Crenulação da foliação S_2 em mesossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.19).

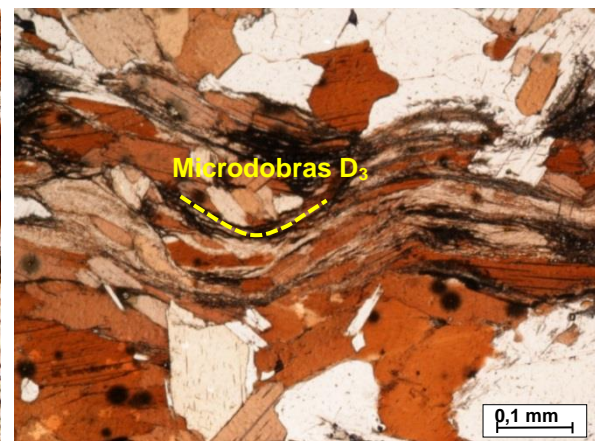


Figura V.7: Microdobras D_3 afetando foliação S_2 . Nicóis paralelos (Am. 108.6).

Como se ilustra nas Figuras V.2 a V.7, a biotite ocorre essencialmente nos leitos lepidoblásticos, sob a forma de cristais lamelares milimétricos, predominantemente subidiomórficos, de cor castanha e pleocroísmo distinto entre bege (α) e castanho avermelhado ($\gamma = \beta$). A maioria dos cristais estão alinhados paralelamente à foliação S_2 , o que aponta para um crescimento sin-cinemático com este evento de deformação ($\text{sin-}D_2$).

No entanto, identificaram-se nalgumas amostras restos de um “*fabric*” anterior (S_1) definido por biotite (Fig. V.3), assim como poiquiloblastos desta fase mineral, contornados pela S_2 , preservando, por vezes, uma xistosidade interna (S_i) discordante da externa (S_e) (Fig. V.5), o que sugere que a sua blastese se deverá ter iniciado ainda durante a primeira fase de deformação varisca (D_1) e continuado durante a D_2 .

A silimanite é uma fase mineral abundante nos mesossomas. De uma forma geral, constitui finos cristais aciculares (variedade fibrolite) que, em conjunto com a biotite, contribuem para a definição da foliação S_2 (Fig. V.8). Pode aparecer também em inclusões no interior de cristais tardios de moscovite ou de cordierite (Figs. V.9 a V.11). Em ambas as situações, as evidências petrográficas parecem indicar que a sua cristalização ocorreu durante a 2ª fase de deformação (D_2). Nalguns casos, observam-se cristais de fibrolite e/ou de silimanite prismática mimetizando as microdobras muito fechadas da anisotropia mais antiga (S_1), mas não se encontraram indícios destes cristais terem sido afetados pela deformação D_1 (Fig. V.9). Admite-se, por isso, que a silimanite só começou a cristalizar durante a D_2 .

Verifica-se, por outro lado, que tanto a biotite como a silimanite geradas na D_2 , bem como os próprios leucossomas estromáticos sofreram os efeitos da deformação D_3 , o que permite concluir que as condições de pico metamórfico responsáveis pela formação de paragénese mineral de alto grau (isógrada da silimanite + feldspato potássico) e pela fusão parcial dos metassedimentos do CMB foram atingidas na D_2 , confirmando as observações de campo. Já o arrefecimento e cristalização dos fundidos anatéticos produzidos no evento metamórfico de alto grau deverá ter tido lugar em condições de retrogradação, durante a tectónica transcorrente D_3 .

A moscovite está presente nos leitos lepidoblásticos de alguns mesossomas sob a forma de palhetas incolores orientadas, de dimensões semelhantes às da biotite e hábito subédrico (Figs. V.4 e V.5). Contudo, ocorre mais frequentemente em cristais lamelares subidiomórficos tardios, de maiores dimensões (até 2 mm) contendo numerosas inclusões de silimanite e de biotite (Figs. V.9 e V.12) ou em agregados de cristais entrecruzados com biotite (“*decussate texture*”) (Fig. V.13).

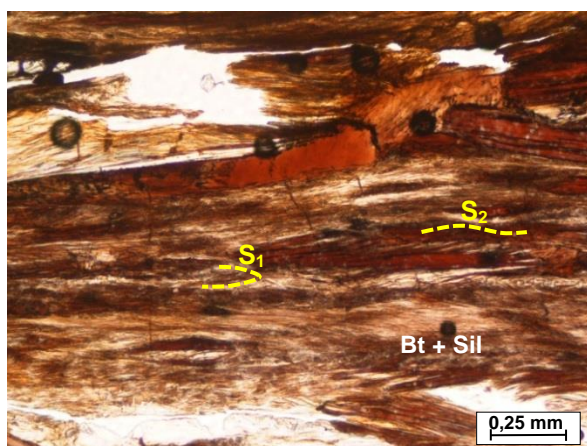


Figura V.8: Foliação S_2 definida por biotite e silimanite em mesossoma. No interior dos leitos lepidoblásticos observam-se restos de um fabric prévio microdobrado (S_1). Nicóis paralelos (Am. 108.7).

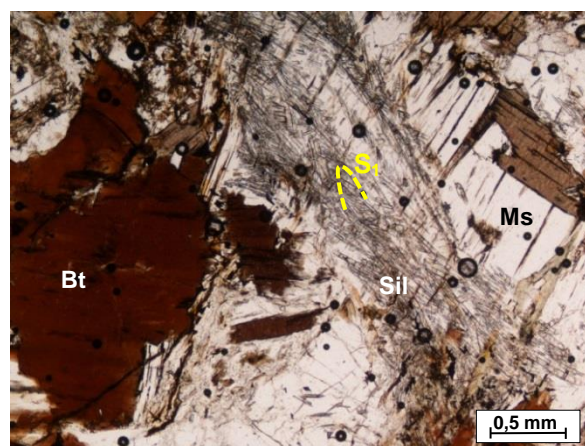


Figura V.9: Inclusões de silimanite em moscovite tardia, mimetizando microdobras da foliação S_1 . Nicóis paralelos (Am. 108.3).

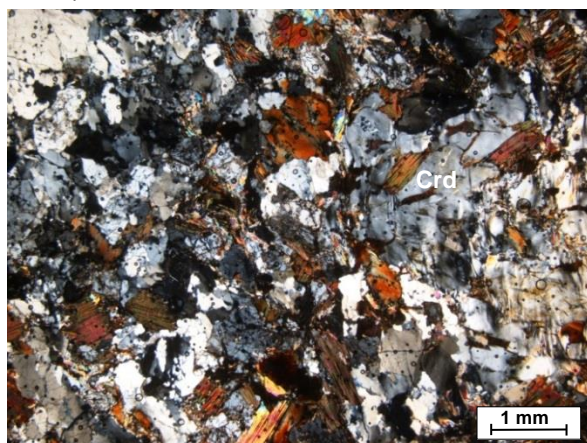


Figura V.10: Cristais de cordierite tardia com inclusões de silimanite em mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.3).

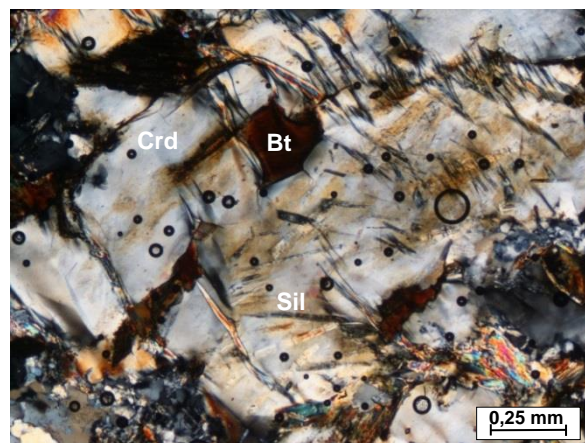


Figura V.11: Inclusões de silimanite e de biotite em cordierite tardia. Nicóis cruzados (Am. 108.3).

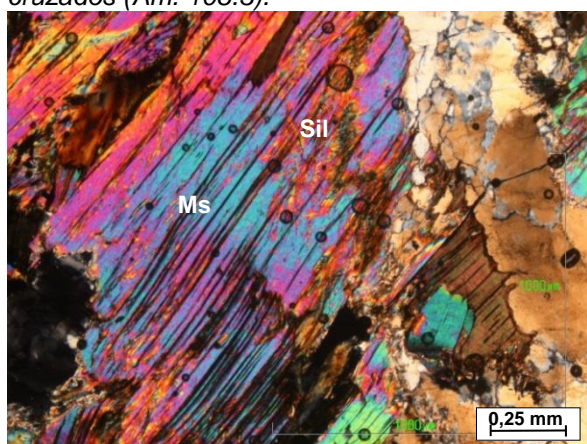


Figura V.12: Moscovite tardia com inclusões de silimanite, mostrando clivagens arqueadas. Nicóis cruzados (Am. 108.3).

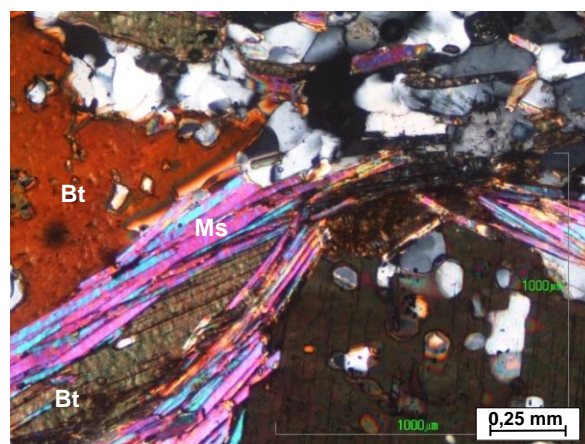


Figura V.13: Cristais de moscovite tardia entrecruzados com biotite. Nicóis cruzados (Am. 108.19)

As relações texturais observadas sugerem que a grande maioria dos cristais de moscovite se formou depois da biotite e da silimanite, em condições retrógradas. No entanto, os cristais de moscovite apresentam, com frequência, clivagens arqueadas e extinção ondulante (Fig. V.12), indicando que ainda sofreu os efeitos da deformação D_3 , pelo que se admite que a sua blastese deverá ter ocorrido em estádios relativamente precoces deste evento tectónico.

Sendo a moscovite uma fase relativamente escassa e predominantemente tardia nos mesossomas, pode assumir-se que os cristais mais antigos, gerados durante a trajetória metamórfica prógrada, foram, em grande parte, consumidos durante as reações de fusão parcial associadas ao evento D_2 , contrariamente ao que aconteceu com a biotite e a silimanite. Com efeito, as elevadas quantidades destas duas últimas fases minerais levam a supor que os paragnaisses não atingiram temperaturas suficientemente altas para interseccionar a curva de fusão incongruente da biotite na D_2 .

A cordierite só foi identificada em duas amostras (Am. 108.3 e 108.20), em que a fração fundida (leucossoma) está fortemente disseminada no seio do mesossoma (Fig. V.10). Está preferencialmente associada aos domínios leucocráticos, constituindo cristais xenomórficos com inclusões relíquia de silimanite e/ou de biotite (Fig. V.11), pelo que se presume que a cordierite se terá formado à custa destas fases minerais, durante a cristalização dos fundidos anatéticos, em condições de retrogradação (sin- D_3).

Quando presente, a turmalina é geralmente idiomórfica ou subidiomórfica (Figs. V.14 e V.15). Mostra pleocroísmo inverso bem marcado, de ω = castanho claro com uma leve coloração azul no centro a ϵ = amarelo claro e possui, com frequência, inclusões globulares de quartzo e plagioclase (Fig. V.15). O zonamento é pouco visível. Os porfiroblastos de turmalina estão geralmente concentrados nos leitos lepidoblásticos e crescem estaticamente sobre a foliação S_2 (Fig. V.15), o que permite inferir que a sua cristalização ocorreu tardiamente (pós- D_2) e terá sido possivelmente induzida pela penetração de fluidos ricos em boro durante a trajetória retrógrada que teve lugar na D_3 (Dutrow *et al.*, 1999; Dutrow e Henry, 2011).

Nos raros mesossomas em que a andaluzite foi observada (Am. 108.19), esta fase mineral aparece sob a forma de poiquiloblastos, claramente pós-cinemáticos em relação à foliação S_2 (Fig. V.16), indicando que as rochas migmatíticas do CMB só entraram no campo de estabilidade da andaluzite depois da 2ª fase de deformação varisca (D_2).

O quartzo, a plagioclase e, em menores proporções, o feldspato potássico são os principais constituintes dos domínios granoblásticos dos mesossomas (Fig. V.17). À escala microscópica, torna-se quase impossível determinar se os finos leitos quartzo-feldspáticos

intercalados entre os níveis lepidoblásticos correspondem a um bandado metamórfico prévio à fusão ou resultaram da cristalização dos fundidos (leucossomas) produzidos durante o evento anatético que decorreu na D₂. A identificação dos leucossomas é bastante mais fácil quando estes constituem bandas mais largas e possuem granularidade mais grosseira do que a matriz dos paragneisses hospedeiros.

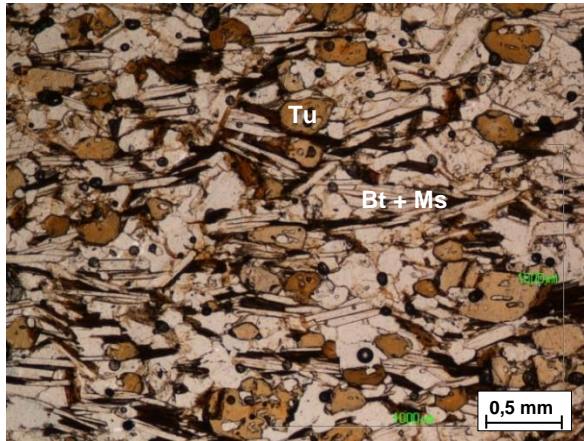


Figura V.14: Porfiroblastos de turmalina tardios (pós-D₂) em mesossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.18b).

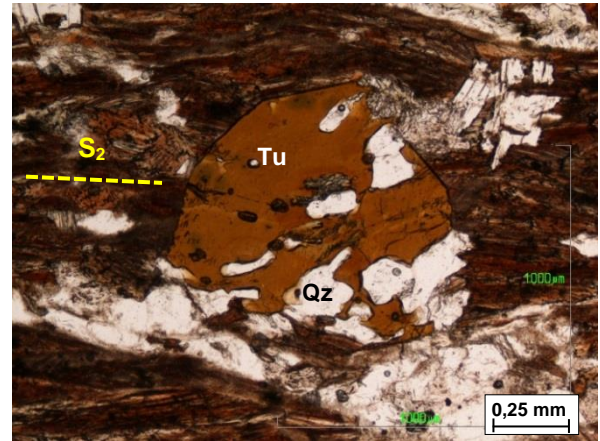


Figura V.15: Cristal subidiomórfico de turmalina, com inclusões de quartzo crescendo estaticamente sobre a foliação S₂. Nicóis paralelos (Am. 108.15).

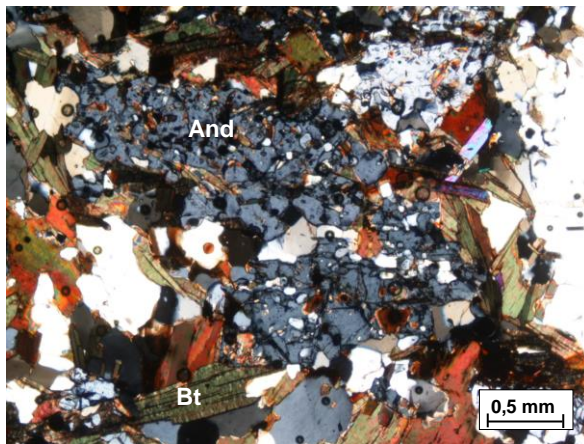


Figura V.16: Poiquiloblasto tardio de andaluzite em mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.19).

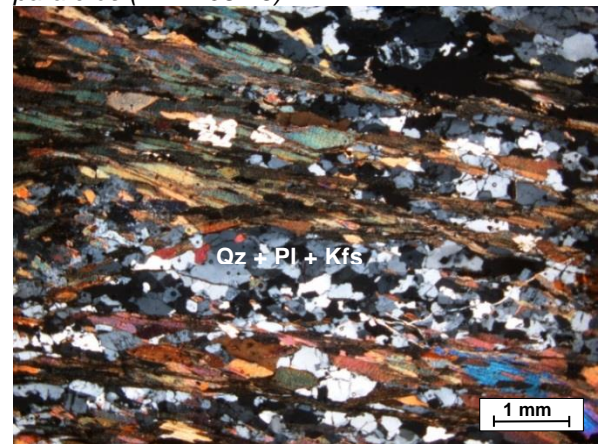


Figura V.17: Bandas granoblásticas compostas por quartzo, plagioclase e feldspato potássico em mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.7).

O quartzo, a plagioclase e o feldspato potássico presentes nas faixas granoblásticas de menor espessura evidenciam, em geral, um elevado grau de recristalização dinâmica (Fig. V.17). Ocorrem tipicamente em cristais anédricos a subédricos de dimensões submilimétricas e chegam a definir mosaicos poligonais de novos grãos nalguns setores. A maioria dos cristais de plagioclase apresenta a macla polissintética da albite mal definida e zonamento ótico pouco evidente. O feldspato potássico ocorre em quantidades inferiores à plagioclase e é usualmente micropertítico.

Por fim, os minerais opacos, a apatite, o zircão e a monazite são fases acessórias comuns nos mesossomas. Constituem cristais de dimensões reduzidas e estão frequentemente incluídos em biotite. A apatite é incolor, apresenta relevo alto, cores de polarização cinzentas de 1ª ordem e figura de interferência uniaxial negativa. O zircão e a monazite têm formas anédricas a subédricas e não se distinguem facilmente em lâmina delgada devido às suas diminutas dimensões. Ambos possuem relevo alto ($n > \text{biotite}$) e podem estar envolvidos por halos pleocróicos. Entre os minerais opacos, a ilmenite é a fase dominante.

A alteração da biotite para clorite é geralmente pouco acentuada, embora numa das amostras colhidas na barragem de Bemposta (Am. 108.13), os cristais de biotite tenham sido quase totalmente substituídos por clorite.

Leucossomas

No CMB, os leucossomas / veios leucocráticos tendem a dispor-se em bandas concordantes com a foliação S_2 dos seus hospedeiros metassedimentares, o que vem corroborar a hipótese de terem derivado da cristalização de fundidos, gerados e/ou injetados durante a D_2 . Podem constituir lenticulas descontínuas de espessura milimétrica intercaladas nos mesossomas (Figs. V.18 e V.19), ou formar bandas mais largas, bem individualizadas, no seio dos paragneisses (Fig. V.20), ou ocorrer, ainda, em corpos tabulares intrusivos de maiores dimensões.

Nem à escala do afloramento, nem à escala da lâmina delgada, foram observados leucossomas envolvidos por orlas de melanossoma, i.e., por estreitas bandas melanocráticas enriquecidas em fases excedentárias e/ou peritéticas (biotite \pm silimanite), levando a supor que a maioria dos líquidos anatéticos não estão “*in-situ*”, tendo sido injetados nestes terrenos como veios intrusivos (Sawyer, 2008; Morfin *et al.*, 2013).

Mesmo nos casos em que os leitos de leucossoma estão marginados por biotite (Fig. V.19), o tamanho destes cristais é bastante superior ao dos que se encontram na matriz dos hospedeiros, o que, segundo vários autores, se deve a reajustamentos texturais mais tardios induzidos nas rochas encaixantes durante a consolidação dos fundidos injetados (Hasalová *et al.*, 2008; Sawyer, 2008; Morfin *et al.*, 2013).

Mineralogicamente, os leucossomas / veios leucocráticos correspondem a rochas de composição granítica, contendo quartzo, plagioclase e feldspato potássico como minerais essenciais. A biotite, silimanite e moscovite estão presentes em quantidades muito pequenas, não excedendo 5% do seu volume. A apatite, o zircão, os opacos e, pontualmente, a granada constituem as fases acessórias mais comuns nestas litologias.

Em termos texturais, os leucossomas / veios leucocráticos apresentam um “*fabric*” de origem ígnea, frequentemente heterogranular, de grão fino a fino-médio, embora alguns dos corpos de maiores dimensões cheguem a adquirir um caráter pegmatóide. Possuem, em geral, granularidade mais grosseira do que os paragneisses hospedeiros e mostram indícios de deformação no estado sólido de extensão e intensidade variáveis, qualquer que seja o seu modo de ocorrência. De notar ainda que, à escala microscópica, os contatos entre leucossomas e mesossomas adjacentes são normalmente muito irregulares (Fig. V.20), o que tem sido considerado como uma evidência de que as rochas hospedeiras estariam parcialmente fundidas quando foram intruídas pelos veios leucocráticos (Sawyer, 2008).

Nos leucossomas, o quartzo constitui grãos tipicamente xenomórficos, de dimensões muito variáveis, mostrando, com frequência, extinção ondulante, subgranulação, bandas de deformação e bordos suturados (Fig. V.21). Mais raramente, pode ocorrer em mosaicos poligonais de novos grãos, com contatos retilíneos, formados por recristalização dinâmica (Fig. V.22).

A plagioclase domina sobre o feldspato potássico. Apresenta formas variando de anédricas a subédricas e, tal como o quartzo, pode exibir sinais de deformação no estado sólido (e.g. bordos suturados, extinção ondulante, maclas em cunha ou fazer parte de agregados de novos cristais) (Figs. V.21 e V.22). A geminação polissintética da albite é, em geral, mal definida e o zonamento ótico pouco visível.

O feldspato potássico ocorre em cristais xenomórficos a hipidiomórficos, de tamanhos variados (Fig. V.21). Mostra, com frequência, texturas micropertíticas, resultantes da exsolução de finas vénulas de albite em condições “*subsolidus*” (Fig. V.23), bem como intercrescimentos mirmequíticos nas suas margens. Em grande parte dos cristais, a macla axadrezada da microclina está ausente ou é muito incipiente (Figs. V.21 e V.23). Os cristais de maiores dimensões podem estar envolvidos por finos bordos de recristalização (Figs. V.21 e V.23), o que, à semelhança do que se referiu a propósito do quartzo e da plagioclase, indica que estes cristais sofreram deformação no estado sólido a alta temperatura.

Cabe sublinhar, no entanto, que o grau de deformação no estado sólido a que foram sujeitos os leucossomas do CMB não parece ter sido muito elevado, revelando que a sua cristalização ocorreu essencialmente durante a D₃, embora deva ter terminado antes do final deste evento tectónico.

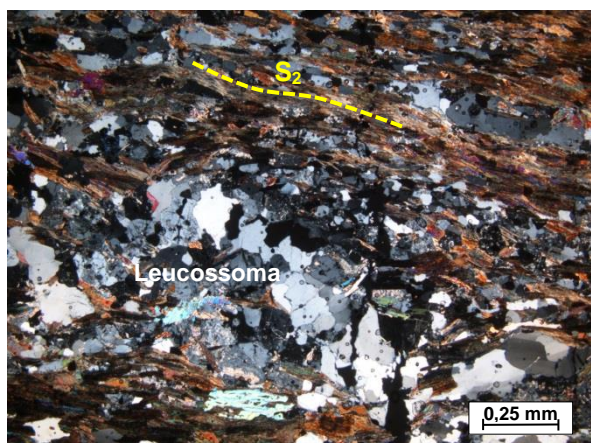


Figura V.18: Aspeto geral de uma banda descontínua de leucossoma, concordante com a foliação S_2 do hospedeiro. Nicóis cruzados (Am. 108.18).

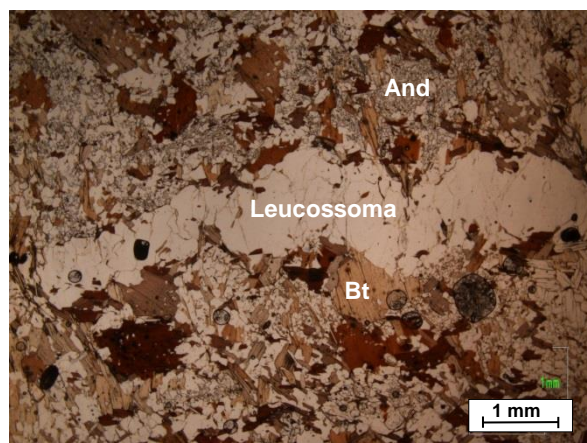


Figura V.19: Nível lenticular de leucossoma dobrado em mesossoma com andaluzite tardia. Nicóis paralelos (Am. 108.19).

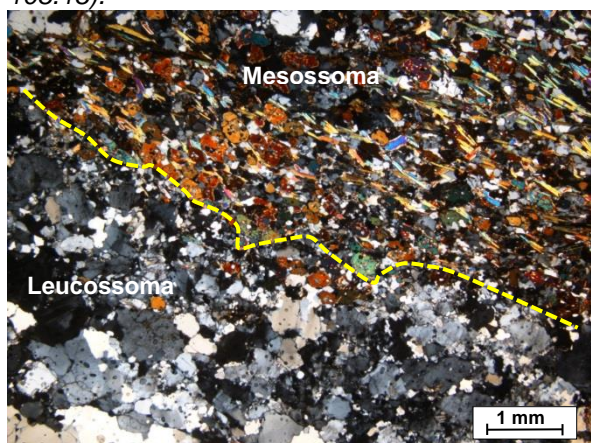


Figura V.20: Contato irregular entre banda de leucossoma e mesossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.18).

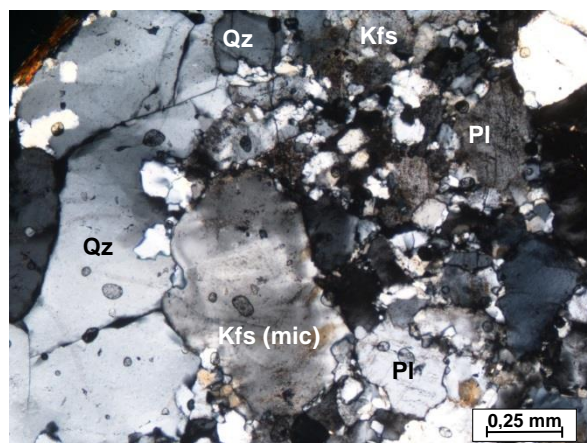


Figura V.21: Evidências de deformação no estado sólido em banda de leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.18).

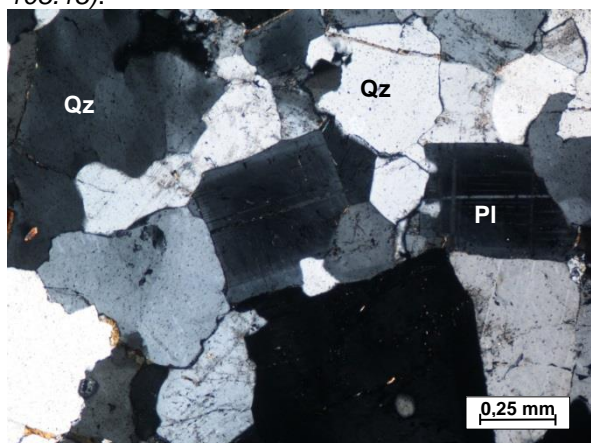


Figura V.22: Mosaico poligonal de novos grãos de plagioclase (Pl) e quartzo (Qz) em leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.6)

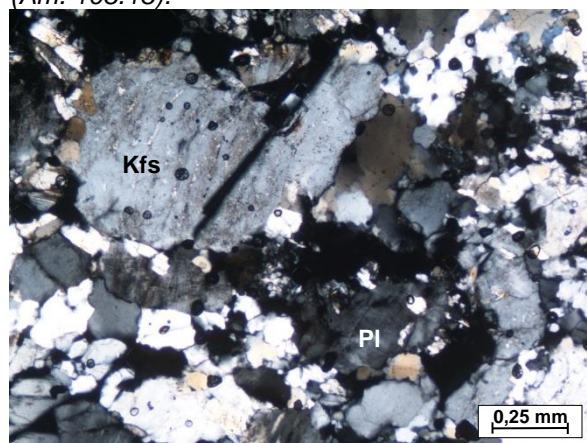


Figura V.23: Cristal de feldspato potássico micropertítico (Kfs), envolvido por bordo de recristalização num leucossoma deformado. Nicóis cruzados (Am. 108.18).

A biotite, silimanite e moscovite são fases pouco abundantes nos leucossomas. Nalguns casos, ocorrem em leitos lepidoblásticos muito finos disseminados na matriz destas rochas (Fig. V.24) que parecem representar restos da foliação dos hospedeiros metassedimentares (“*schlieren*”). Noutros, constituem cristais isolados, orientados ou não, dispostos entre os grãos dos minerais essenciais e noutros, ainda, formam pequenas inclusões no seio dos constituintes principais (Fig. V.25). As suas características petrográficas são idênticas às dos cristais presentes nos mesossomas, pelo que não serão descritas novamente.

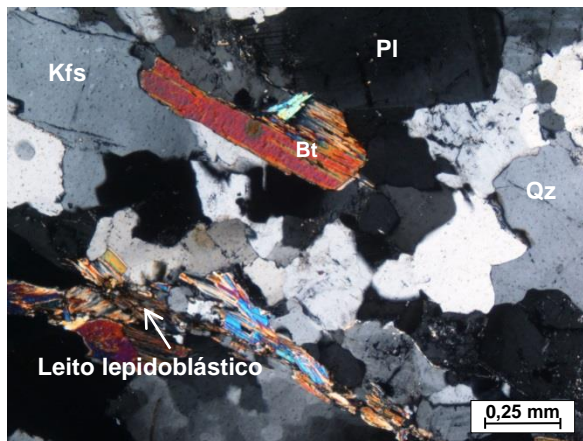


Figura V.24: Leito lepidoblástico (composto por biotite, silimanite e moscovite) intercalado em leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.6).

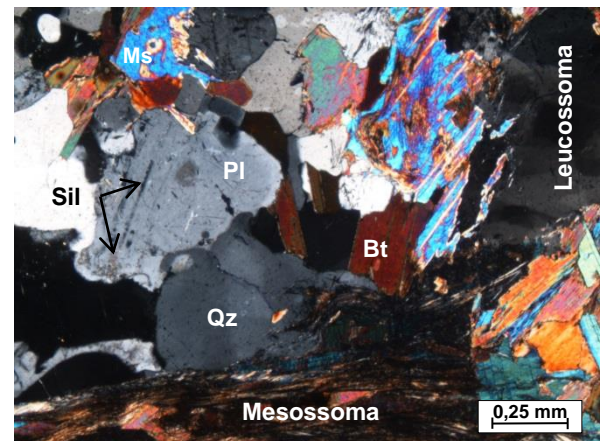


Figura V.25: Plagioclase com inclusões de silimanite e cristais de biotite e moscovite na matriz de um leucossoma. Nicóis cruzados (Am. 108.6).

Tal como nos mesossomas, a apatite, o zircão e os opacos tendem a ocorrer como diminutos cristais dispersos na matriz ou como inclusões nos outros minerais, particularmente na biotite.

Numa das amostras de leucossoma recolhida no afloramento de Vilarinho dos Galegos (Am. 108.18), identificaram-se pequenos cristais arredondados de granada, com bordos corroídos e inclusões de quartzo globular (Fig. V.26). As relações observadas sugerem que a granada possa corresponder a uma fase peritética gerada pela reação de fusão incongruente da biotite, enquanto as inclusões de quartzo representariam glóbulos do fundido anatético aprisionados no seu interior (Cesare, 2008, Cesare *et al.*, 2011).

Não há, contudo, nenhuma evidência petrográfica que indique que a reação de desidratação da biotite esteve envolvida na anatexia dos metassedimentos do CMB (ver secção anterior). Deste modo, a ocorrência de granada neste leucossoma parece apoiar o modelo proposto por Morfin *et al.* (2013), segundo o qual muitos dos fundidos anatéticos presentes em terrenos migmatíticos se formaram em níveis estruturais profundos e foram subsequentemente injetados sob a forma de veios. A ausência de granada peritética nos

outros leucossomas amostrados poderá, por outro lado, refletir uma maior eficiência dos processos de segregação entre os “melts” e o resíduo refratário ou a destruição desta fase mineral durante a cristalização dos fundidos (e.g. Sawyer, 2008, Taylor *et al.*, 2014).

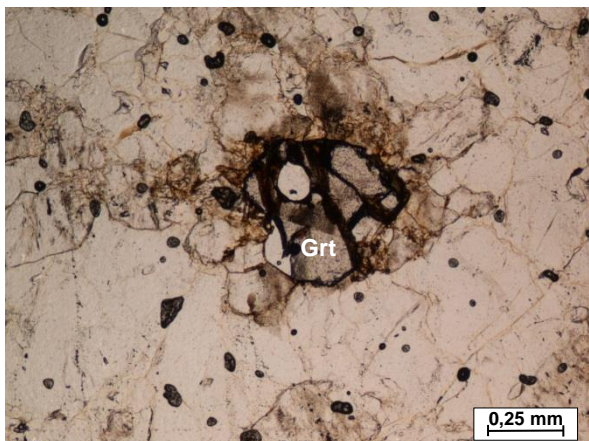


Figura V.26: Granada com inclusão de quartzo globular em leucossoma. Nicóis paralelos (Am. 108.18).

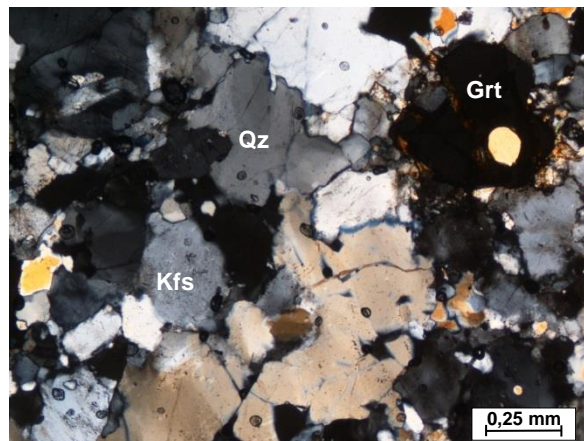


Figura V.27: Aspeto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (Am. 108.18).

Litologias resistentes

Como foi mencionado no Capítulo 3, no seio dos migmatitos expostos no Cais de Bemposta encontram-se nódulos lenticulares de rochas de cor clara que parecem corresponder a níveis “boudinados” de material calco-silicatado. O estudo petrográfico de amostras destes níveis revelou, contudo, que se trata de rochas metapsamíticas, compostas por uma associação mineralógica em que o quartzo é o constituinte dominante, seguido pela plagioclase, feldspato potássico e biotite (Figs. 28 e 29).

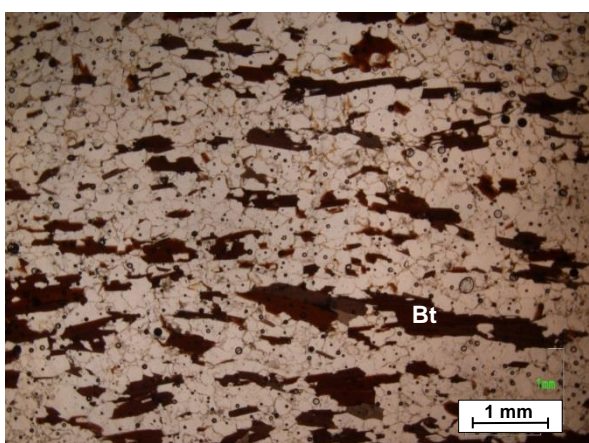


Figura V.28: Aspeto geral de metapsamito. Com textura granolepidoblástica. Nicóis paralelos (Am. 108.4).

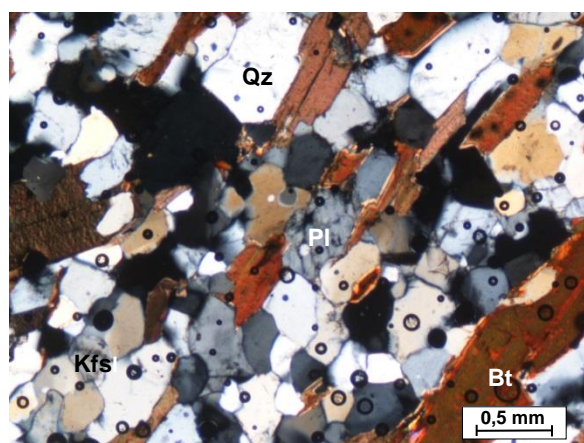


Figura V.29: Evidências de recrystalização dinâmica em metapsamito. Nicóis cruzados (Am. 108.18a).

Apresentam uma textura granolepidoblástica de grão fino e um “*fabric*” anisotrópico, conferido pela orientação preferencial de palhetas subidiomórficas de biotite, cujas dimensões chegam a atingir 1mm (Fig. V.28). Tal como nos paragneisses migmatíticos onde estão intercaladas, a foliação principal destas rochas corresponde à S_2 .

O quartzo e, em menores proporções, a plagioclase e o feldspato potássico são as fases minerais dominantes nos domínios granoblásticos. Ocorrem em cristais submilimétricos, anédricos a subédricos, definindo, muitas vezes, entre si limites de alto ângulo (junções triplas próximas de 120°) e contatos retilíneos, típicos de rochas que sofreram um elevado grau de recristalização dinâmica (Fig. V.29).

A biotite constitui cristais lamelares, subédricos, alinhados segundo a foliação S_2 . Possui pleocroísmo forte entre bege (α) e castanho ($\gamma = \beta$) e pode conter pequenas inclusões de minerais acessórios (zircão e opacos). A silimanite está ausente nestas litologias e a moscovite é rara.

No seu conjunto, as características observadas sugerem que os efeitos do metamorfismo regional de alto grau sobre estes metapsamitos consistiram essencialmente na recristalização das suas paragénese minerais e que, devido à sua composição mineralógica infértil, estas litologias não foram afetadas por processos de fusão parcial.

V.2.2. Granitóides Variscos

Na área estudada, a atividade magmática varisca está marcada pela intrusão de numerosos corpos de granitos, aplitos e pegmatitos que, de acordo com a bibliografia publicada, podem ser agrupados em três grandes conjuntos: (a) granitóides sin-tardi- D_2 ; (b) granitóides sin- D_3 e (c) granitóides tardi-pós- D_3 (Gomes *et al.*, 2011; 2015; Dias da Silva, 2013).

Granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi- D_2

As amostras deste grupo de granitóides foram recolhidas em contextos geológicos distintos: (a) num veio de aplogranito que aflora em Vilarinho de Galegos (Am. 108.17), (b) numa soleira granítica intercalada nos migmatitos de Faia d'Água Alta (Am. 108.2) e (c) num pegmatito concordante, intruído nos paragneisses migmatíticos do Cais Fluvial de Bemposta (Am. 108.5).

O aplogranito de Vilarinho dos Galegos é caracterizado por uma textura xenomórfica a hipidiomórfica heterogranular, de grão muito fino, com uma clara predominância da moscovite sobre a biotite. Mineralogicamente, é composto por quartzo, microclina, plagioclase, moscovite, biotite (rara), turmalina, granada, apatite, zircão, monazite e

ilmenite (Fig. V.30 a V.33). Apresenta uma foliação concordante com a S_2 regional, conferida pelo alinhamento de palhetas de moscovite primária e de biotite (Fig. V.31), confirmando o caráter sin-tardi- D_2 atribuído à intrusão deste granito.

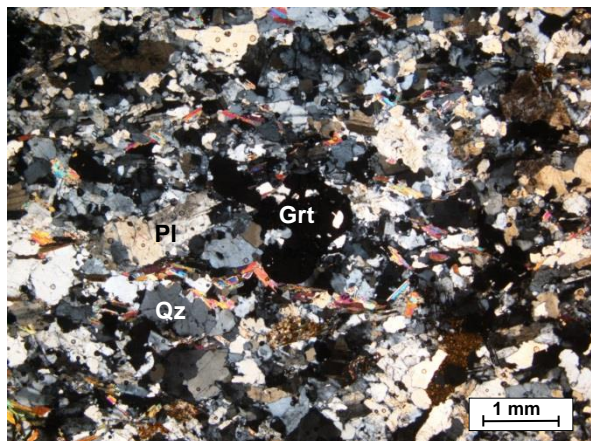


Figura V.30: Aplogranito de Vilarinho dos Galegos com textura hipidiomórfica inequigranular. Nicóis cruzados (Am. 108.17).

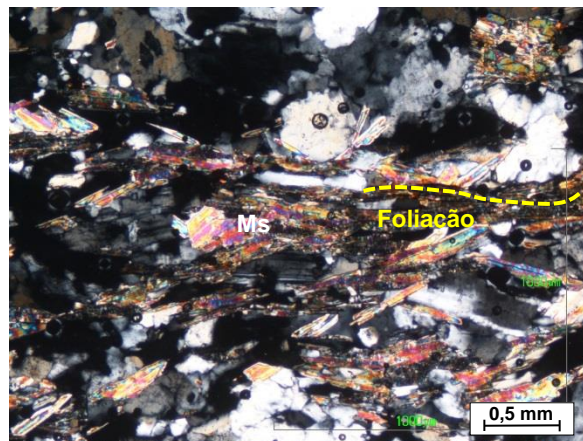


Figura V.31: Foliação definida pelo alinhamento das micas no aplogranito de Vilarinho dos Galegos. Nicóis cruzados (Am. 108.17).

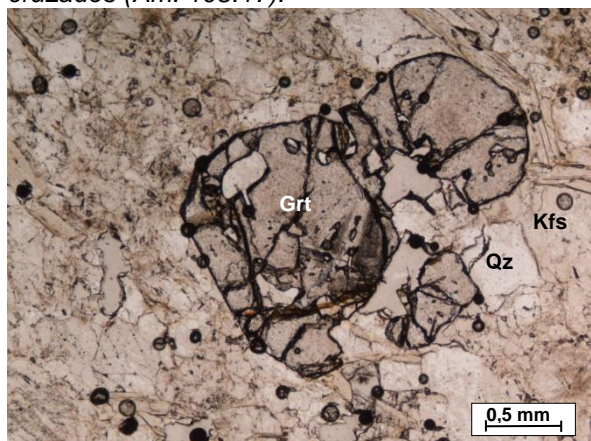


Figura V.32: Cristal poiquilítico de granada (peritética) no aplogranito de Vilarinho dos Galegos. Nicóis paralelos (Am. 108.17).

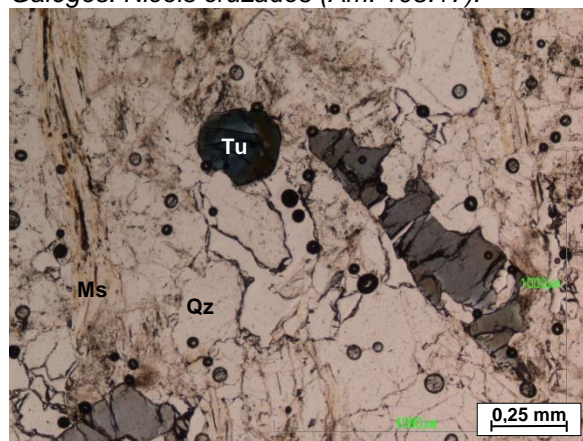


Figura V.33: Cristais subidiomórficos tardios de turmalina no aplogranito de Vilarinho dos Galegos. Nicóis paralelos (Am. 108.17).

Na amostra analisada, o quartzo ocorre em grãos anédricos, de dimensões variáveis, com extinção ondulante e/ou subgranulação e contatos suturados, enquanto a plagioclase constitui cristais predominantemente subédricos, maclados segundo a Lei da Albite. Já o feldspato potássico (microclina) forma, em geral, cristais anédricos e intersticiais, por vezes, peritéticos, mostrando a macla axadrezada típica, com nitidez variável.

A moscovite é o filossilicato dominante, embora a biotite (rara) também esteja presente em cristais parcial ou totalmente alterados para clorite, contribuindo, em conjunto com a moscovite para a definição da foliação.

Dispersos na matriz do aplogranito, observam-se numerosos poiquiloblastos de granada, com dimensões milimétricas, formas anédricas a subédricas, bordos corroídos, contendo inclusões de quartzo, plagioclase, moscovite e opacos (Fig. V.32). Apesar de nem sempre ser possível observar as relações com a foliação do aplogranito hospedeiro, há casos em que os grãos de granada estão contornados por esta (Fig. V.32), o que levanta a hipótese de corresponderem a cristais peritéticos (sin-D₂) aprisionados no seio do magma aplogranítico. Neste contexto, o aplogranito poderá ser interpretado como um corpo mais possante de leucossoma injetado no CMB sob a forma de uma soleira.

A presença de turmalina constitui outro dos aspetos distintivos desta rocha. Ocorre em cristais idiomórficos ou hipidiomórficos tardios sem orientação preferencial, com pleocroísmo intenso em tons de azul, sendo possível que sua formação esteja relacionada com a penetração de fluidos ricos em boro nas últimas etapas da cristalização magmática.

A soleira de Faia d'Água Alta também é constituída por um granito de grão fino, bem foliado (Fig. V.34). No entanto, ao contrário do aplogranito de Vilarinho de Galegos, trata-se de um granito biotítico-moscovítico sem granada nem turmalina (Figs. V.34 e V.35).

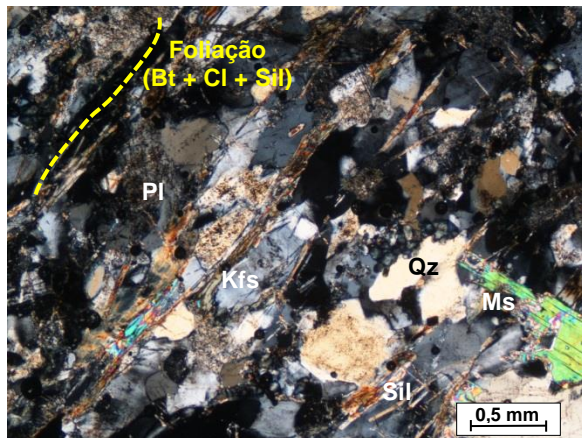


Figura V.34: Foliação definida por biotite (intensamente cloritizada) e silimanite no granito de Faia d'Água Alta. Nicóis cruzados (Am. 108.2).

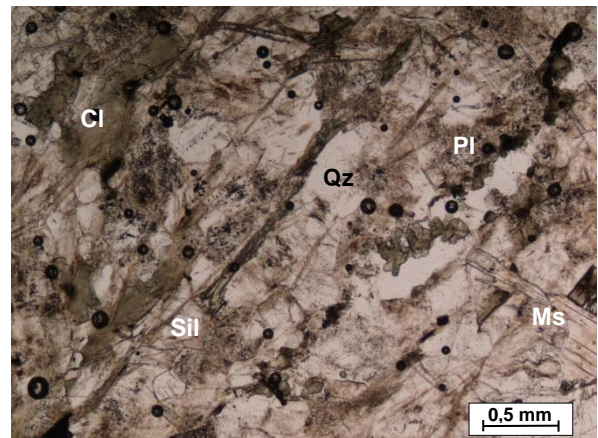


Figura V.35: Mesmo aspecto da microfotografia anterior em nicóis paralelos (Am. 108.2).

Em termos petrográficos, o granito de Faia d'Água Alta distingue-se do aplogranito de Vilarinho de Galegos pela ocorrência de biotite (intensamente cloritizada) e de fibrolite em cristais alongados definindo a foliação e pela baixa abundância da moscovite (Figs. V.34 e V.35). Tal como nalguns dos leucossomas do CMB, os leitos lepidoblásticos de biotite + silimanite ± moscovite encontrados nestas rochas parecem corresponder a cristais restíticos incorporados pelo magma granítico. A moscovite pode aparecer também em cristais isolados de maiores dimensões, não orientados (Fig. V.34), que parecem ter-se

formado durante os estádios finais da cristalização magmática, pois incluem e invadem as restantes fases minerais.

O pegmatito sin- D_2 que aflora no cais fluvial da Bemposta exhibe uma textura ígnea de grão muito grosseiro, tornando-se, por isso, extremamente difícil estabelecer as relações entre os seus constituintes minerais à escala microscópica. É composto por quartzo, ortose e microclina pertíticas, plagioclase, moscovite e turmalina (Figs. V.36 e V.37).

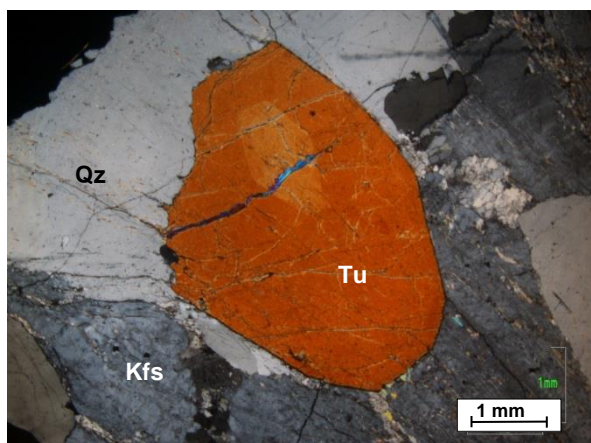


Figura V.36: Cristais de turmalina, quartzo e feldspato potássico no pegmatito do cais fluvial de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.5).

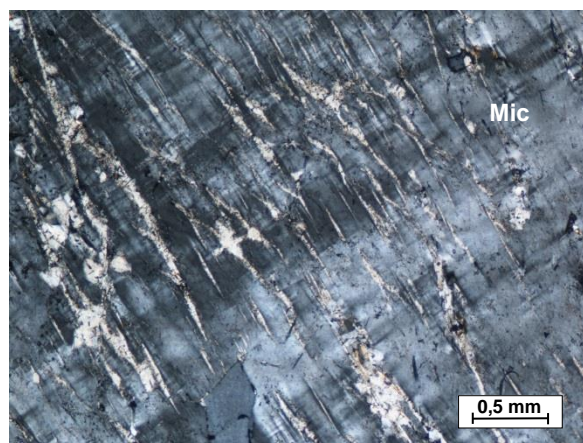


Figura V.37: Microclina com pertites venulares no pegmatito sin- D_2 do cais fluvial de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.5).

O quartzo ocorre em grãos equidimensionais com contornos irregulares e mostra, com frequência, extinção ondulante e subgranulação. O feldspato potássico constitui cristais anédricos a subédricos e pode apresentar ou não a geminação polissintética cruzada da microclina. Está, em geral, intensamente pertitizado, contendo filonetes e/ou vénulas de albite, em diferentes estados de desenvolvimento (Fig. V.37). A plagioclase também tem formas variando de subédricas a anédricas e possui, na maioria das vezes, a macla polissintética da albite bem definida.

A turmalina forma prismas idiomórficos a subidiomórficos, zonados, com pleocroísmo entre castanho alaranjado a quase incolor (Fig. V.36). A moscovite é a única mica presente nesta rocha. Pode ocorrer em cristais subédricos primários de maiores dimensões, cuja cristalização parece ter sido posterior à da plagioclase, feldspato potássico e quartzo (pois corroem e invadem os cristais mais precoces destes minerais) ou aparecer em pequenas palhetas de origem secundária substituindo os feldspatos ou preenchendo microfraturas.

Granitos, aplitos e pegmatitos sin-tardi-D₃

As únicas amostras deste grupo de granitóides foram colhidas na pedreira de Bemposta. Embora a rocha explorada na pedreira seja um granito leucocrático moscovítico de grão fino (aplogranito), com cristais de granada de dimensões centimétricas (Am. 108.11), recolheu-se também uma amostra do granito sin-D₃ encaixante, num bloco solto encontrado no local (Am. 108.12).

A mancha granítica principal, na qual a soleira de aplogranito está intercalada, é constituída por um granito porfiróide de grão médio, mostrando uma clara predominância de moscovite sobre a biotite (moscovítico-biotítico). Para além de quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite e biotite, contém zircão, apatite, monazite e ilmenite como fases acessórias e sericite e clorite como minerais de alteração (Figs. V.38 e V.39).



Figura V.38: Megacristal de feldspato potássico no granito sin-D₃ de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.12).

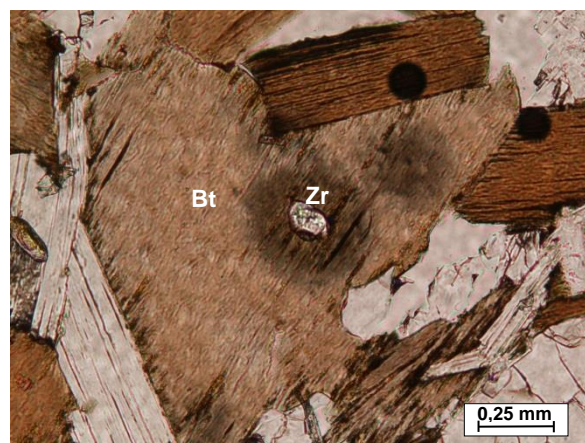


Figura V.39: Inclusão de zircão em biotite no granito sin-D₃ de Bemposta. Nicóis paralelos (Am. 108.12).

O quartzo é geralmente anédrico e mostra alguns indícios de deformação da estrutura cristalina (extinção ondulante e subgranulação). O feldspato potássico (microclina pertítica) ocorre tanto sob a forma de megacristais tendencialmente subédricos (Fig. V.38), como em cristais mais pequenos, anédricos e intersticiais. Já a plagioclase é predominantemente subédrica e está, com frequência, substituída por um agregado de cristais de moscovite secundária (sericite).

A moscovite e a biotite constituem cristais lamelares subidiomórficos e podem concentrar-se em faixas dispostas segundo uma direção preferencial ou distribuir-se aleatoriamente na matriz destas rochas. Os cristais de maiores dimensões mostram indícios explícitos de deformação (clivagens encurvadas, extinção ondulante). O zircão, a apatite e a monazite estão frequentemente presentes como inclusões na biotite (Fig. V.39).

O aplogranito de Bemposta distingue-se claramente do granito em que está alojado pela sua textura e mineralogia. É um granito moscovítico leucocrático, não porfiróide, de grão fino, com um “*fabric*” fortemente heterogranular e um caráter muito peculiar devido à presença de cristais de granada de grandes dimensões. Apresenta uma associação mineralógica composta por quartzo + feldspato potássico + plagioclase + moscovite + granada + turmalina + silimanite.

Apesar de estar espacialmente associado a uma intrusão sin-D₃, este granito apresenta notáveis semelhanças com os leucossomas / veios leucocráticos intercalados no CMB e alguns dos aplogranitos sin-D₂. Com efeito, o quartzo, a plagioclase e o feldspato potássico presentes na matriz desta rocha mostram o mesmo tipo de relações e também exibem sinais de deformação no estado sólido, de intensidade e extensão variáveis (e.g. bordos suturados e extinção ondulante em quartzo, plagioclase e feldspato potássico, desenvolvimento pontual de mosaicos poligonais de novos grãos, ocorrência de bordos de recristalização em volta dos cristais de feldspato potássico) (Figs. V.40 e V.41).

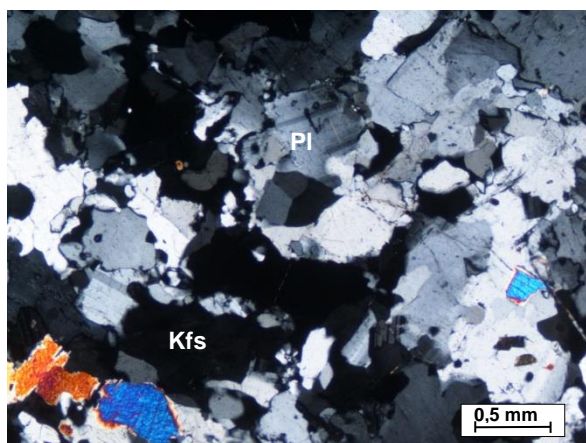


Figura V.40: Evidências de deformação no estado sólido no aplogranito de Bemposta. Nicóis cruzados (Am. 108.11).

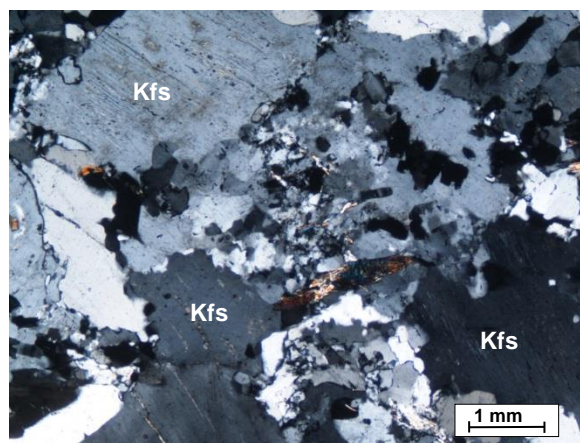


Figura V.41: Bordos de recristalização envolvendo cristais de feldspato potássico. Nicóis cruzados (Am. 108.11).

Por outro lado, verifica-se que a granada constitui cristais subidiomórficos com tamanhos muito superiores aos da matriz, bordos parcialmente corroídos e abundantes inclusões de quartzo globular (Figs. V.42 e V.43), o que sugere que a uma fase peritética cuja blastese teve lugar enquanto o magma granítico ainda não estava consolidado.

A ocorrência de feixes de fibrolite definindo microdobras, tanto no interior dos cristais de granada (Fig. V.44), como nos das outras fases essenciais (Fig. V.45), mostra que a silimanite é restítica e apoia a hipótese deste magma corresponder a um fundido anatótico produzido pela reação de fusão incongruente da biotite (e.g. Sawyer, 2008, Taylor

et al., 2014). É possível, por isso, que o aplogranito de Bemposta tenha sido formado durante o mesmo evento de fusão parcial que gerou os leucossomas estromáticos intruídos no CMB.

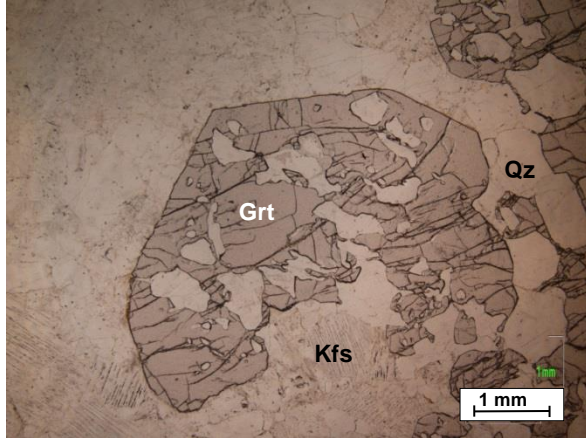


Figura V.42: Cristal subidiomórfico de granada poiquilítica no aplogranito de Bemposta. Nicóis paralelos (Am. 108.11).

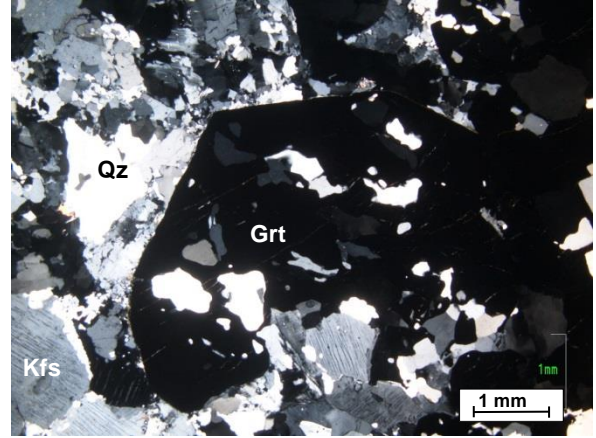


Figura V.43: Aspeto da microfotografia anterior em nicóis cruzados (Am. 108.11).

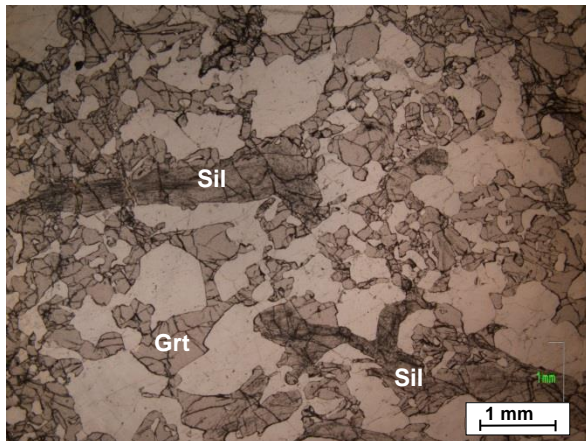


Figura V.44: Feixes de fibrolite, mimetizando dobras de um "fabric" antigo, incluídos em granada. Nicóis paralelos (Am. 108.11).

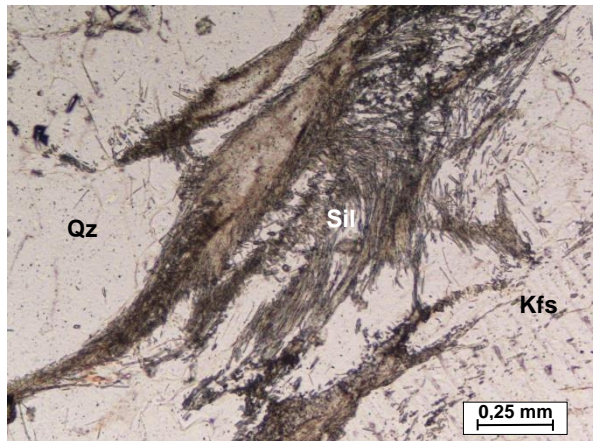


Figura V.45: Agregados fasciculares de silimanite (fibrolite) incluídos em quartzo e feldspato potássico. Nicóis paralelos (Am. 108.11).

Por último, é importante realçar que a moscovite e a turmalina estão ambas presentes neste granito. A primeira aparece sob a forma de cristais subédricos primários, de dimensões variáveis, englobando, por vezes, pequenos grãos de quartzo, plagioclase e de feldspato potássico (Fig. V.46), o que revela que deverá ter sido uma das últimas fases a cristalizar a partir deste magma. A turmalina ocorre em cristais idiomórficos ou hipidiomórficos tardios, sem orientação preferencial, com pleocroísmo intenso em tons de azul (Fig. V.47) e, à semelhança do que se discutiu nas secções precedentes, parece evidenciar a contribuição de fluidos enriquecidos em boro nas etapas finais da evolução magmática.

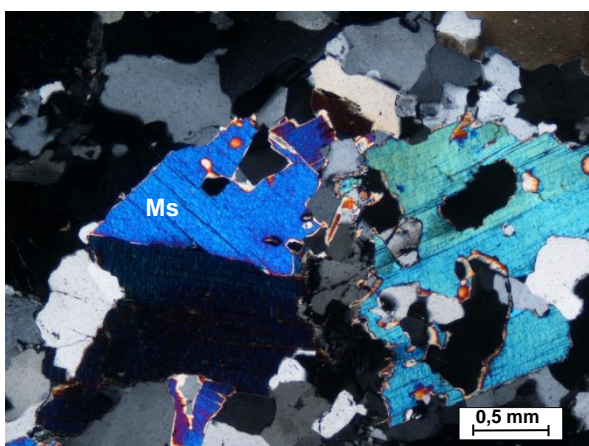


Figura V.46 Cristais de moscovite tardia com inclusões de quartzo e de plagioclase da matriz. Nicóis cruzados (Am. 108.12).

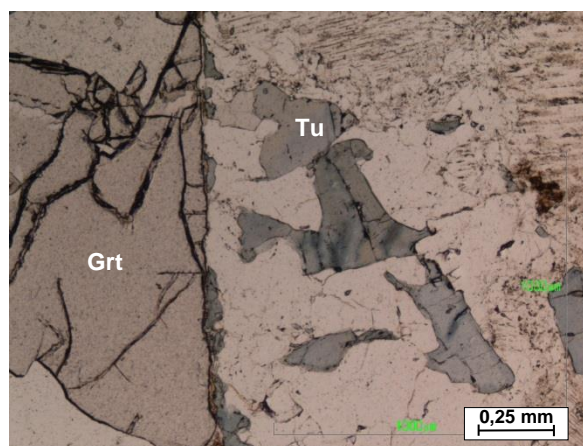


Figura V.47: Cristais de turmalina no aplogranito de Bemposta. Nicóis paralelos (Am. 108.12).

V.3. Evolução Metamórfica

Com base na informação de campo e nas evidências petrográficas tentar-se-á em seguida constranger as reações responsáveis pelos processos de fusão parcial que ocorreram na área estudada.

Partindo da paragénes mineral mais comum observada nos mesossomas do CMB (Bt + Sil + Qz + Pl + Kfs), parece plausível admitir que a anatexia destas rochas foi essencialmente controlada pela reação de fusão incongruente da moscovite, em condições de deficiência em água (e.g. Pêto, 1976; Le Breton e Thompson, 1988; Patiño Douce e Harris, 1998):



Com efeito, a quase ausência de moscovite prógrada nestas litologias, aliada à ocorrência de abundantes quantidades de biotite e de silimanite, indicam que a moscovite prógrada deverá ter sido quase totalmente consumida para produzir silimanite e feldspato potássico peritéticos nas reações 1 ou 2, enquanto a biotite permaneceu estável. O caráter sin-cinamático com a D₂ dos cristais de silimanite revela ainda que o evento anatético teve lugar durante a 2ª fase de deformação.

Cabe salientar também que os cristais de biotite que definem a foliação S₂ nos mesossomas nunca estão associados a granada e/ou a ortopiroxena e apresentam limites bem definidos sem sinais de corrosão, não havendo, por isso, motivos para assumir que a fusão dos metassedimentos presentemente expostos no CMB tivesse envolvido as reações de desidratação da biotite (reações 3 e 4) (e.g. Le Breton e Thompson, 1988; Vielzeuf e Holloway, 1988; Patiño Douce e Johnston, 1991; Stevens *et al.*, 1997):



A persistência de elevadas quantidades de biotite e silimanite nos mesossomas aponta no mesmo sentido, já que a participação das reações 3 e 4 levaria inevitavelmente ao esgotamento destas duas fases minerais.

No entanto, em aparente contradição com esta suposição, encontraram-se poiquilobastos de granada peritética disseminados na matriz de um dos leucossomas estromáticos intercalados no CMB, bem como nalguns dos corpos tabulares, de maiores dimensões, intruídos nestes terrenos como soleiras concordantes (leucogranitos de Vilarinho dos Galegos e de Bemposta).

Se, como as relações de campo e as observações petrográficas indicam, a maioria dos líquidos anatéticos alojados no CMB não estão “*in-situ*”, é de admitir a hipótese destes fundidos derivarem da fusão parcial de protólitos metassedimentares localizados em níveis estruturais mais profundos, onde as condições de temperatura teriam sido suficientemente altas para intersetar a curva de fusão incongruente da biotite (reação 3) na D₂.

Deste modo, e em face dos dados expostos, conclui-se que os processos de anatexia que afetaram o encaixante metassedimentar da região em estudo durante a tectónica extensional D₂ não devem ter sido diretamente responsáveis pela produção da maior parte dos leucossomas estromáticos e corpos leucograníticos nele intruídos. O CMB parece representar, assim, um segmento crustal, onde se acumularam volumes significativos de magmas félsicos formados em níveis estruturais inferiores através da reação 3, sendo possível que os seus progenitores metassedimentares não tivessem composições muito diferentes das que apresentam os seus atuais hospedeiros.

Considera-se ainda que, independentemente do nível estrutural em que estavam inseridos, os metassedimentos deverão ter seguido uma trajetória de descompressão a alta temperatura ao longo da D₂, que lhes permitiu continuar a fundir. A injeção dos líquidos produzidos viria a dar origem aos veios estromáticos e leucogranitos sin-tardi-D₂ intercalados no CMB.

Durante a D₃, a evolução metamórfica ter-se-á desenvolvido em condições retrógradas (arrefecimento), cruzando a curva descrita pela reação 2 no sentido inverso (diminuição de temperatura) e entrando no campo de estabilidade da andaluzite. Em paralelo, os fundidos graníticos gerados no episódio anterior intersetaram a curva “*solidus*” e cristalizaram. O fato dos veios estromáticos e leucogranitos associados ao CMB mostrarem, em maior ou menor grau, evidências de deformação no estado sólido, sugere,

contudo, que a sua cristalização deverá ter ocorrido antes do final da 3ª fase de deformação.

É provável também que a água libertada durante a cristalização de volumes significativos de líquidos félsicos tenha potenciado reações de re-hidratação e retrogradação nas rochas hospedeiras, explicando, assim, a presença de moscovite e cordierite tardias nestas litologias. Por outro lado, a exsolução de uma fase fluida enriquecida em boro nos estádios mais avançados da cristalização dos fundidos anatéticos poderá ter sido responsável pela formação de turmalina tanto nos mesossomas, como nos veios estromáticos e leucogranitos.

Para visualizar a evolução metamórfica proposta apresentam-se na Figura V.48 as trajetórias P-T-t estimadas para os metapelitos de alto grau do CMB e para os seus possíveis equivalentes de maior profundidade (não expostos). Qualquer das duas trajetórias traçadas descreve um laço em sentido horário, compreendendo um primeiro segmento de aumento progressivo das condições de pressão e temperatura (percurso metamórfico prógrado), ao qual se segue um troço marcado por uma queda de pressão a alta temperatura, terminando com um episódio de arrefecimento em condições retrógradas (Fig. V.48).

Devido à destruição das paragénese minerais mais antigas, os segmentos prógrados das duas trajetórias estão mal constrangidos, tendo sido construídos de modo a que passassem próximos dos pontos de interseção entre a linha divisória entre os campos de estabilidade da distena e da silimanite e as curvas de desidratação da moscovite ($T \approx 725^\circ$; $P \approx 7,5$ kbar) e da biotite ($T \approx 800^\circ$; $P \approx 9,5$ kbar) (curvas 2 e 3 da Fig. V.48). Esta primeira etapa da evolução metamórfica ter-se-ia desenvolvido durante a D_1 e culminaria com a formação das associações minerais de pico metamórfico e o início dos processos de anatexia crustal no ponto em que as rochas cruzaram a curva 2 (níveis menos profundos) ou a curva 3 (níveis mais profundos), o que teria acontecido no final da D_1 ou no princípio da D_2 (Fig. V.48)

Atingido o pico térmico, a trajetória evolui para um estágio de descompressão a alta temperatura, durante o qual se continuam a produzir mais líquidos anatéticos, particularmente, nas regiões em que a fusão foi controlada pela reação de desidratação da biotite (curva 3 da Fig. V.48). A presença de abundantes veios estromáticos e leucogranitos sin-tardi- D_2 intercalados no CMB permite associar este episódio à 2ª fase de deformação varisca.

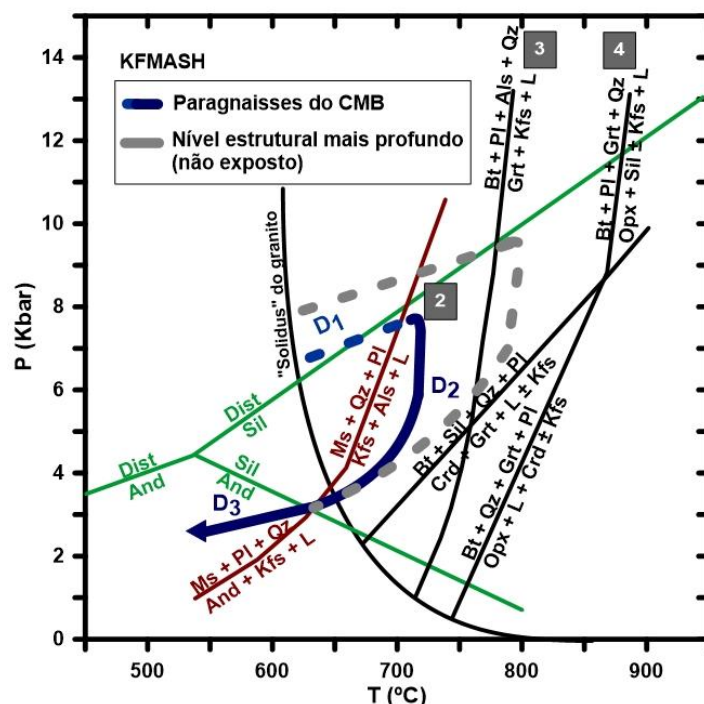


Figura V.48: Representação da evolução metamórfica dos paragneisses do CMB sobre a grelha petrogenética para o sistema KFMASH (adaptado de Spear et al., 1999 e Pattison et al., 2003). A curva de desidratação da biotite (reação 3) e a curva “solidus” do granito foram extraídas de Le Breton e Thompson (1988).

Já na D₃, as rochas terão seguido uma evolução retrógrada, que deverá ter cortado a curva de desidratação da moscovite (curva 2 da Fig. V.48), a pressões superiores a 3,8 kbar (Spear *et al.*, 1999), explicando, assim, a existência de moscovite tardia nestas litologias.

O momento em que se atinge este ponto coincide aproximadamente com o ponto em que se cruza a curva “*solidus*” do granito ($T \approx 650^{\circ}\text{C}$; Fig. V.48), o que terá permitido que os “*melts*” produzidos durante o evento anterior cristalizassem. As evidências de deformação no estado sólido encontradas nos veios leucocráticos e corpos leucograníticos da região sugerem, contudo, que a sua solidificação ocorreu numa etapa relativamente precoce da D_3 , antes do desenvolvimento dos corredores miloníticos tardi- D_3 .

V.3. Química Mineral

As análises de microsonda electrónica foram efetuadas nos Serviços Científicos-Técnicos da Universidad de Oviedo (ver Cap. IV). Os resultados obtidos assim como as fórmulas estruturais dos minerais analisados são apresentados no Anexo 1. Para permitir

a comparação entre os cristais presentes nas diferentes amostras estudadas, optou-se por tratar em conjunto os dados relativos a cada uma das fases minerais.

V.3.1. Feldspato potássico

As análises obtidas em cristais de feldspato potássico e as suas fórmulas estruturais, calculadas com base em 8 oxigénios por unidade de fórmula (a.p.f.u), estão compiladas na Tabela 1.1 do Anexo 1. O intervalo de variação dos teores em ortose (% Or) e em BaO (% peso) nos cristais analisados é apresentado na Tabela V.1.

Tabela V.1: Variação dos teores em ortose (Or) e % BaO nos cristais de feldspato potássico analisados (valores mínimos e máximos).

Litologia	% molecular Or	% peso BaO
Mesossomas do CMB	89,83 – 97,50	0,12 – 0,35
Leucossomas do CMB	82,29 – 96,63	0,00 – 0,92
Aplogranito sin-D ₂ V. Galegos	94,13 – 96,16	0,00 – 0,06
Aplogranito sin-D ₃ Bemposta	80,66 – 92,97	0,08 – 0,15

A projeção dos seus conteúdos em elementos maiores, expressos em termos das proporções moleculares dos extremos da solução sólida a que pertencem, Albite (Ab) - Anortite (An) - Ortose (Or), revela que existe um elevado grau de sobreposição composicional entre os cristais de feldspato potássico dos mesossomas e leucossomas estromáticos do CMB e das amostras dos aplogranitos de Vilarinho dos Galegos e de Bemposta (Fig. V.49; Tabela V.1). É de sublinhar ainda que as composições mais ricas na componente albítica foram encontradas em a cristais cripto- e finamente micro-pertíticos, em que não foi possível analisar separadamente as vénulas de albite e o feldspato potássico hospedeiro.

O espetro relativamente reduzido dos valores de ortose no conjunto de cristais analisados (Or₈₀₋₉₈) sugere, por outro lado, que grande parte do feldspato potássico tenha re-equilibrado a temperaturas abaixo do “*solidus*” granítico (e.g. Ashworth 1976; Waters 1988, 2001; Spear *et al.* 1999). Com efeito, e de acordo com estes autores, a assinatura química dos cristais de feldspato potássico é significativamente modificada por processos de re-ordenamento estrutural (triclinização) e de exsolução de albite a temperaturas abaixo dos 500°C, deixando, por isso, de reflectir as condições originais de formação.

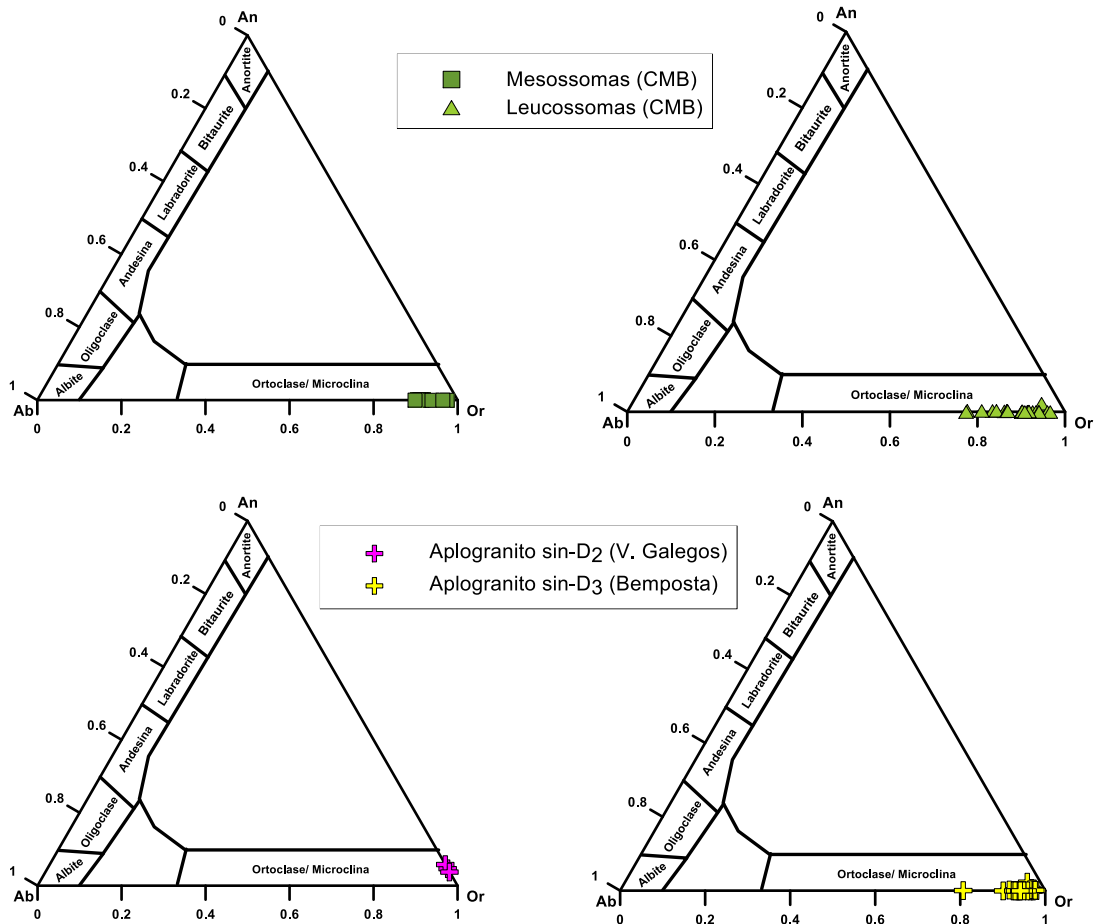


Figura V.49: Projeção da composição dos feldspatos potássicos no diagrama An-Ab-Or.

Sendo a velocidade de difusão do Ba no feldspato potássico muito inferior à do Na, a variação dos teores em Ba nos cristais de feldspato potássico pode fornecer informações petrogenéticas relevantes em rochas que sofreram um arrefecimento prolongado e trocas importantes de K e Na (Foland, 1974; Cherniak, 2002). Num estudo sobre migmatitos e leucogranitos, Nabelek e Bartlett (1998) concluíram que o feldspato potássico produzido pela reação de fusão incongruente da moscovite estava, em geral, enriquecido em Ba. A coexistência de cristais de feldspato potássico com conteúdos muito diferentes em BaO nos leucossomas e messossomas do CMB (Tabela V.1) sugere, assim, que os cristais com teores mais elevados em BaO possam representar relíquias dos cristais peritéticos formados pela reação de fusão incongruente da moscovite.

V.3.2. Plagioclase

Tal como o feldspato potássico, a plagioclase está presente em todas as amostras estudadas. A sua variabilidade composicional, expressa através dos conteúdos

percentuais na molécula anortítica (% An) está sintetizada na Tabela V.2 e representada no diagrama ternário Ab-An-Or da Figura V.50.

Tabela V.2: Variação dos teores em anortite (%An) nos cristais de plagioclase analisados (valores mínimos e máximos).

Litologia	% molecular An
Mesossomas do CMB	9,55 – 24,84
Leucossomas CMB	15,17 – 21,78
Granito sin-D ₂ Faia d'Água Alta	1,01 – 1,78
Aplogranito sin-D ₂ V.Galegos	0,98 – 1,09
Pegmatito sin-D ₂ Cais	0,32 - 2,17
Aplogranito sin-D ₃ Bemposta	3,26 – 4,47

Das amostras estudadas, os mesossomas e os finos veios de leucossomas estromáticos intercalados no CMB são as rochas em que os cristais de plagioclase apresentam composições mais ricas na componente anortítica (oligoclase, com valores máximos da %An de 25% e 22%, respectivamente; Fig. V.50 e Tabela V.2). Já as plagioclases dos corpos graníticos, aplograníticos e pegmatíticos de maiores dimensões se distinguem claramente das anteriores pelo seu caráter extremamente sódico (albite: An₀₁-An₀₅; Fig. V.50 e Tabela V.2).

Tendo em conta que as evidências de campo e os dados petrográficos sugerem que os líquidos anatéticos presentes na região estudada foram maioritariamente produzidos em níveis crustais mais profundos e injetados no encaixante metamórfico sob a forma de veios concordantes ou de corpos intrusivos, é provável que o elevado grau de homogeneidade química observado nas plagioclases dos mesossomas e leucossomas estromáticos reflita a eficiência dos processos de reequilíbrio (difusão) que afetaram estas rochas durante a trajetória retrógrada (e.g. Ashworth e Brown, 2000; Indares e Dunning, 2001; Morfin *et al.*, 2013).

Em contrapartida, a ocorrência de plagioclases muito mais ricas na componente albítica nos corpos intrusivos de maiores dimensões sugere que estes cristais cristalizaram diretamente a partir de fundidos anatéticos quimicamente evoluídos (Sawyer, 1999, 2001) e não foram reequilibrados devido aos maiores volumes de “melt” associados a estes corpos.

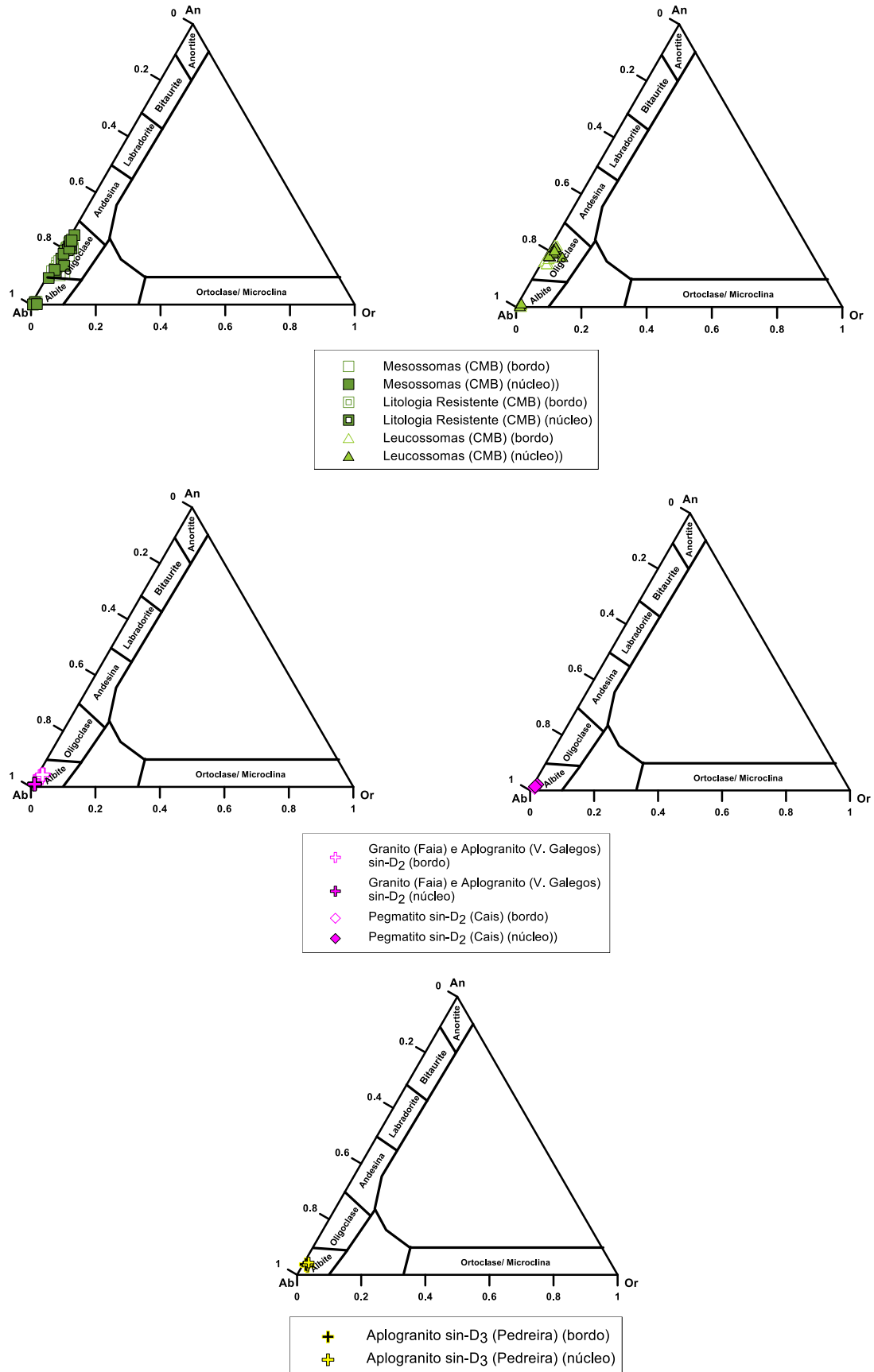


Figura V.50: Projeção da composição das plagioclases no diagrama An-Ab-Or.

V.3.3. Biotite

A biotite é a mica mais abundante nos mesossomas do CMB e está presente em proporções subordinadas nos leucossomas estromáticos e nalguns dos corpos graníticos da região (granito sin-D₂ de Faia d'Água Alta e granito sin-D₃ de Bemposta). Para o presente trabalho analisaram-se apenas biotites dos mesossomas e dos leucossomas estromáticos. Os dados obtidos por microsonda eletrónica, bem como as fórmulas estruturais calculadas com base em 11 oxigénios por unidade de fórmula (a.p.f.u.) são apresentados na Tabela 1.3 do Anexo 1. Os valores de Fe²⁺ e Fe³⁺ na biotite foram estimados usando o método empírico proposto por Bruijn *et al.* (1983).

Quando se representam as biotites analisadas no plano ideal dos quatro membros extremos da solução sólida que as constitui (siderofilite [K₂Fe₄Al₂(Si₄Al₄O₂₀)(OH)₄], eastonite [K₂Mg₄Al₂(Si₄Al₄O₂₀)(OH)₄], anite [K₂Fe₆(Si₆Al₂O₂₀)(OH)₄], flogopite [K₂Mg₆(Si₆Al₂O₂₀)(OH)₄]), verifica-se que a maior parte dos cristais apresentam composições tendencialmente mais próximos do termo da anite, sem que se notem diferenças químicas acentuadas entre as biotites dos mesossomas e as dos veios leucocráticos estromáticos (Fig. V.51).

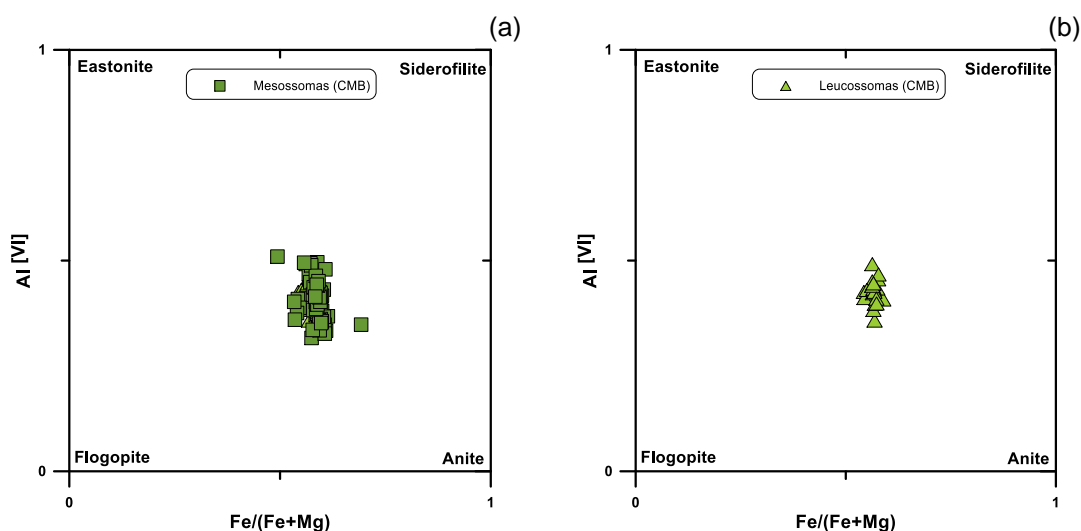


Figura V.51: Projeção das composições dos cristais de biotite no plano siderofilite - eastonite - anite - flogopite. (a) mesossomas; b) leucossomas.

Contudo, a sua projeção no diagrama triangular MgO-FeO-Al₂O₃ de Gokhale (1968) revela que enquanto as biotites dos mesossomas estão ligeiramente mais enriquecidas em MgO e se localizam preferencialmente no campo das biotites de origem metamórfica / metassomática, as dos leucossomas estromáticos mostram mais afinidades com as biotites magmáticas (Fig. V.52).

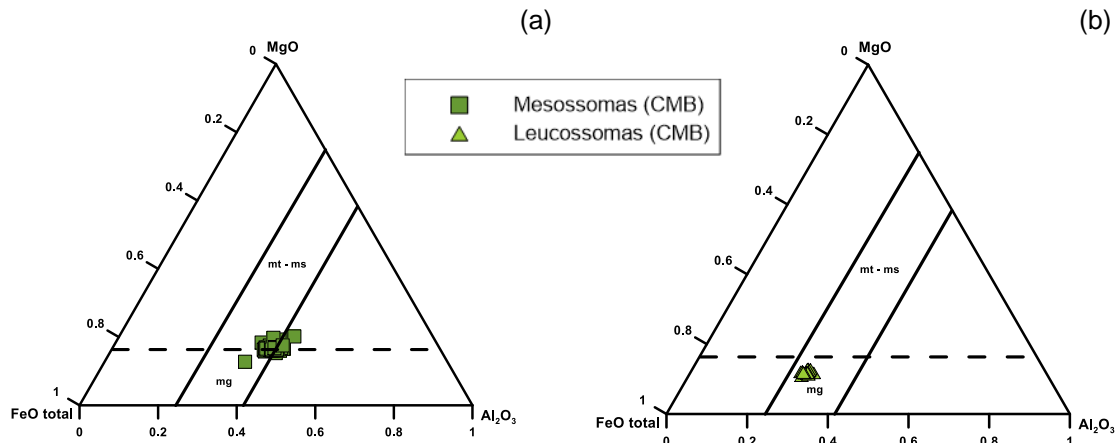


Figura V.52: Projeção das biotites no diagrama FeO_{tot} - MgO - Al_2O_3 de Gokhale (1968). (a) mesossomas; (b) leucossomas. Campos: mg – biotites de rochas magmáticas; mt-ms – biotites de rochas metamórfico-metasomáticas.

Apesar de todas as biotites analisadas se classificarem como biotites ferríferas no diagrama $\text{Mg} - \text{R}^{3+} - \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ de Foster (1960) (Fig. V.53), a sua disposição neste diagrama também permite distinguir alguns dos cristais presentes nos mesossomas dos restantes pelo seu carácter levemente mais magnésiano.

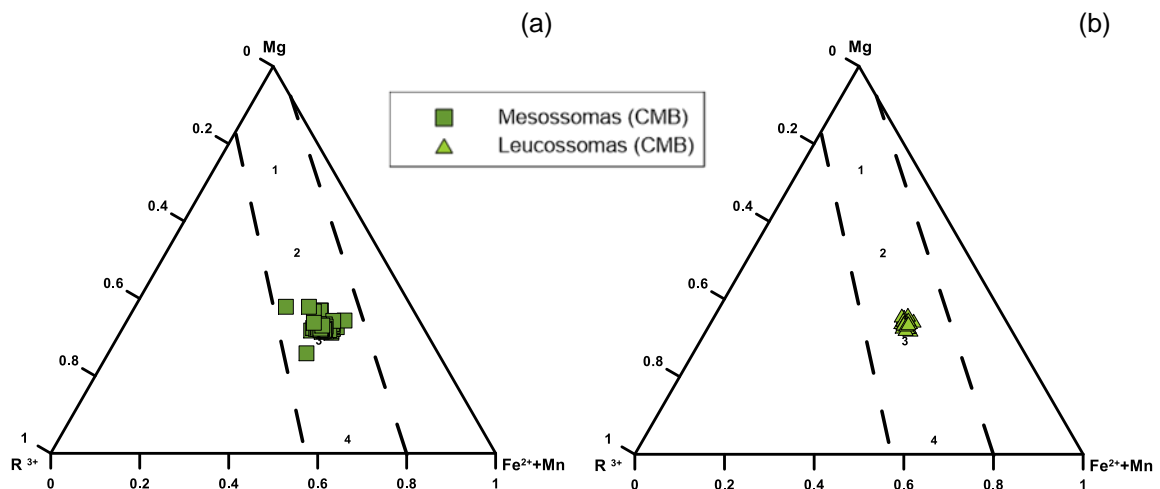


Figura V.53: Representação das biotites no diagrama de Foster (1960). (a) mesossomas; (b) leucossomas. Campos: 1 – flogopites; 2 – biotites magnesianas; 3 – biotites ferríferas; 4 – siderofilites.

Independentemente das diferenças encontradas, é importante ter em atenção que tanto as biotites dos mesossomas como as dos leucossomas são caracterizadas por elevadas razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ e teores relativamente baixos de Ti (Tabela V.3), o que sugere que tenham sido afetadas por processos de reequilíbrio químico durante a trajetória de

arrefecimento dos migmatitos do CMB. Segundo Hasalová *et al.* (2008), a presença de indícios de re-homogeneização química nos cristais de biotite tende a favorecer um modelo de infiltração de “melt” em detrimento dos modelos de fusão parcial “*in-situ*”, já que estes últimos deveriam provocar uma diminuição progressiva das suas razões Fe/(Fe+Mg) (e.g. Le Breton e Thompson, 1988; Vielzeuf e Holloway, 1988).

Tabela V.3: Variação dos valores de Fe/(Fe+Mg) e de Ti (a.p.f.u) nas biotites dos mesossomas e leucossomas do CMB (valores mínimos e máximos).

Litologia	Fe/(Fe+Mg)	Ti (O=11)
Mesosomas do CMB	0,49 – 0,69	0,02 – 0,21
Leucossomas CMB	0,54 – 0,59	0,09 – 0,18

Por outro lado, os baixos conteúdos em Ti nas biotites analisadas ($Ti < 0,21$) também são típicos de cristais reequilibrados em contacto com o “melt” em condições de descompressão pós-pico (e.g. Guidotti *et al.*, 1977; Patiño Douce *et al.*, 1993; Taylor *et al.*, 2010). Os dados disponíveis sugerem, então, que as características químicas da maioria dos cristais de biotite encontrados nos mesossomas e leucossomas do CMB já não refletem as composições da biotite formada no evento metamórfico prógrado (e.g. Graessner e Schenk, 2001, Gross *et al.*, 2009; Hallett e Spear, 2011; Hallett e Spear, 2014).

V.3.4. Moscovite

A moscovite é uma mica dioctaédrica que constitui o membro terminal de duas soluções sólidas: a série contínua da fengite (moscovite – aluminoceladonite – celadonite – ferroaluminoceladonite – ferroceldonite) e uma série descontínua, cujos extremos estão representados pela moscovite e pelo seu equivalente sódico, a paragonite (Rieder, *et al.*, 1998).

Como foi referido na secção da Petrografia, a moscovite presente nos mesossomas parece ter-se formado tardiamente, em condições retrógradadas, como resultado dos processos de re-hidratação induzidos no encaixante pela exsolução da água excedentária libertada durante a consolidação dos fundidos anatéticos (Morfin *et al.*, 2013). Já no caso dos leucossomas e corpos graníticos, aplograníticos e pegmatíticos, a moscovite corresponde a uma fase de origem magmática.

As análises químicas obtidas em cristais de moscovite podem ser consultadas nas Tabela 1.4 do Anexo 1, onde também se apresentam as suas fórmulas estruturais, calculadas na base de 11 átomos de oxigénio por unidade de fórmula (a.p.f.u.).

No geral, as moscovites analisadas têm composições próximas da sua fórmula ideal (Tabela V.4; Fig. V.54a), embora se note alguma dispersão composicional.

Tabela V.4: Teores mínimos e máximos de Si (a.p.f.u), Ti (a.p.f.u) e Fe/(Fe+Mg) nas moscovites analisadas.

Litologia	Si (O=11)	Ti (O=11)	Fe/(Fe+Mg)
Mesossomas do CMB	3,00–3,07	0,00–0,07	0,30–0,72
Leucossomas do CMB	3,00–3,05	0,03–0,05	0,44–0,51
Aplogranito sin-D ₂ V. Galegos	3,01–3,08	0,00–0,00	0,78–0,78
Aplogranito sin-D ₃ Bemposta	3,09–3,10	0,01	0,50–0,53

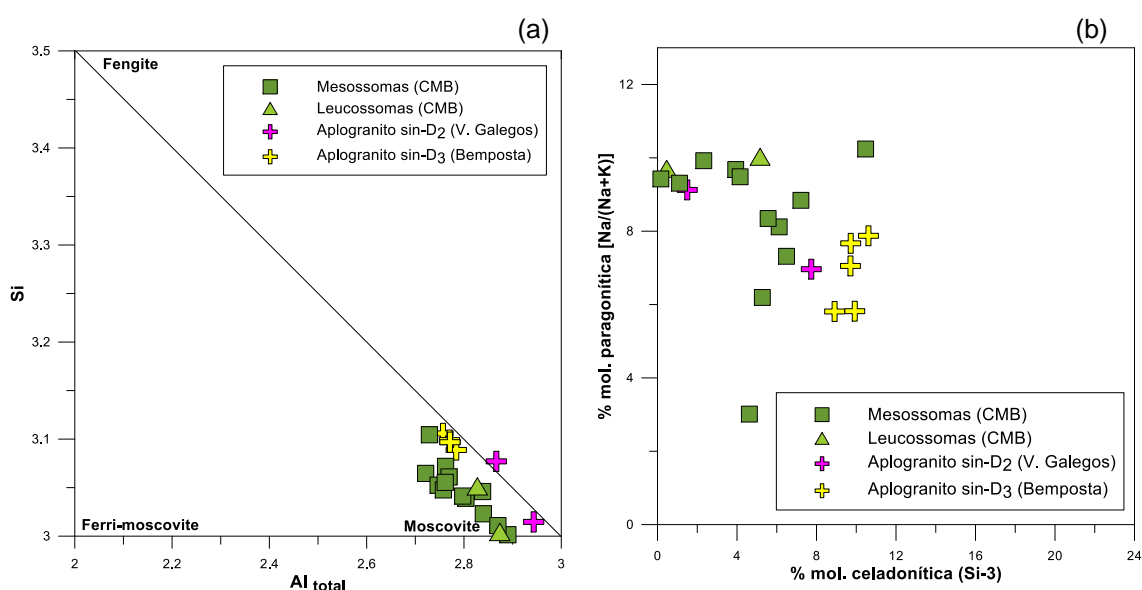


Figura V.54: Variação composicional das moscovites analisadas. (a) Projecção no diagrama Al_{Total} vs. Si mostrando o grau de substituição Tschermakítica, $Al^I + Al^V = (Fe^{2+} + Mg) + Si$ (Wyhlidal et al., 2010). (b) Projecção no diagrama % molécula celadonítica vs. % molécula paragonítica.

A sua projecção nos diagramas da Figura V.54 mostra que as moscovites dos leucossomas apresentam composições semelhantes às dos mesossomas e que estas últimas são caracterizadas por um espectro relativamente alargado de composições, refletindo possivelmente diferentes graus de interação entre os paragnaisses hospedeiros e os “melts” coexistentes.

Em contraste, as moscovites do aplogranito sin-D₃ de Bemposta e, em menor extensão, as do aplogranito sin-D₂ de Vilarinho de Galegos exibem razões Fe/(Fe+Mg) tendencialmente mais elevadas e concentrações mais baixas em Ti (Tabela V.4), sendo também aquelas em que a substituição celadonítica é mais marcada e a substituição paragonítica menos intensa (Fig. V.54b). No seu conjunto, as suas assinaturas químicas são coerentes com uma derivação a partir de magmas peraluminosos, quimicamente muito

evoluídos, que cristalizaram a pressões relativamente baixas, embora superiores a 3,5 kbar (e.g. Guidotti, 1978, 1984; Zane e Rizzo, 1999; Fleet, 2003).

V.3.5. Granada

A granada foi identificada nalguns dos leucossomas estromáticos e nos aplogranitos sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos e sin-D₃ de Bemposta. Em todas as amostras em que este mineral está presente, as observações petrográficas sugerem que a granada corresponda a uma fase peritética formada pela reação de fusão incongruente da biotite e incorporada nestes “melts” sob a forma de xenocristais (ver secção V.1).

Na Tabela 1.5 do Anexo 1, apresentam-se as análises químicas obtidas em cristais de granada dos aplogranitos sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos e sin-D₃ de Bemposta, bem como as suas fórmulas estruturais, calculadas com base em 24 oxigénios por unidade de fórmula (a.p.f.u.).

Do ponto de vista químico, a composição da granada pode ser descrita através dos seus teores nos seguintes componentes extremos: Piropo [Mg₃Al₂Si₃O₁₂], Almandina [Fe²⁺₃Al₂Si₃O₁₂], Espessartina [Mn₃Al₂Si₃O₁₂], Grossulária [Ca₃Al₂Si₃O₁₂], Andradite [Ca₃(Fe³⁺, Ti)₂Si₃O₁₂] e Uvarovite [Ca₃Cr₂Si₃O₁₂].

Como se ilustra na Tabela V.5 e na Figura V.55, as granadas dos aplogranitos de Vilarinho dos Galegos e de Bemposta são, em ambos os casos, pobres em piropo e grossulária ($X_{py} = 0,007-0,041$; $X_{grs} = 0,004-0,007$), mas apresentam conteúdos muito diferentes em almandina (Aplogranito de V.Galegos: $X_{alm} = 0,48-0,49$; Aplogranito de Bemposta: $X_{alm} = 0,76-0,80$), e espessartina (Aplogranito de V.Galegos: $X_{sps} = 0,49-0,50$; Aplogranito de Bemposta: $X_{sps} = 0,16-0,20$).

Tabela V.5: Variação dos teores em almandina (%Alm), espessartina (%Sps), piropo (%Py), grossulária (%Grs) e das razões Fe/(Fe+Mg) nas granadas analisadas (valores mínimos e máximos).

Litologia	% Alm	% Sps	% Py	% Grs	Fe/(Fe+Mg)
Aplogranito sin-D ₂	48,41-48,90	48,88-50,54	0,65-0,74	0,39-0,46	0,98-0,99
Aplogranito sin-D ₃	75,91-79,64	15,70-19,77	3,60-4,15	0,44-0,74	0,95-0,96

Os estudos realizados em terrenos migmatíticos mostram que as composições químicas das granadas produzidas por processos de fusão parcial em equilíbrio ou desequilíbrio podem ser parcial e/ou totalmente obliteradas durante o segmento retrógrado da evolução metamórfica (Kohn e Spear, 2000, Kriegsman, 2001, Taylor e Stevens, 2010), sendo de realçar que as retro-reações entre os cristais de granada peritéticos e os fundidos

anatéticos provocam frequentemente reajustamentos químicos significativos que mascaram a sua história metamórfica prévia (Kriegsman, 2001).

No caso presente, o enriquecimento na componente almandínica observado nos porfiroblastos de granada do aplogranito sin-D₃ de Bemposta constitui um forte indício de que estes grãos sofreram recristalização em contacto com o “melt” após o pico metamórfico (Lang e Gilotti, 2015). Por outro lado, a ocorrência de cristais de almandina com elevadas proporções da componente espessartítica no aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos parece revelar que, devido ao menor tamanho destes cristais ou a fatores cinéticos locais, a escala a que ocorreram os processos de difusão química pode ter sido distinta (Hallet e Spear, 2014).

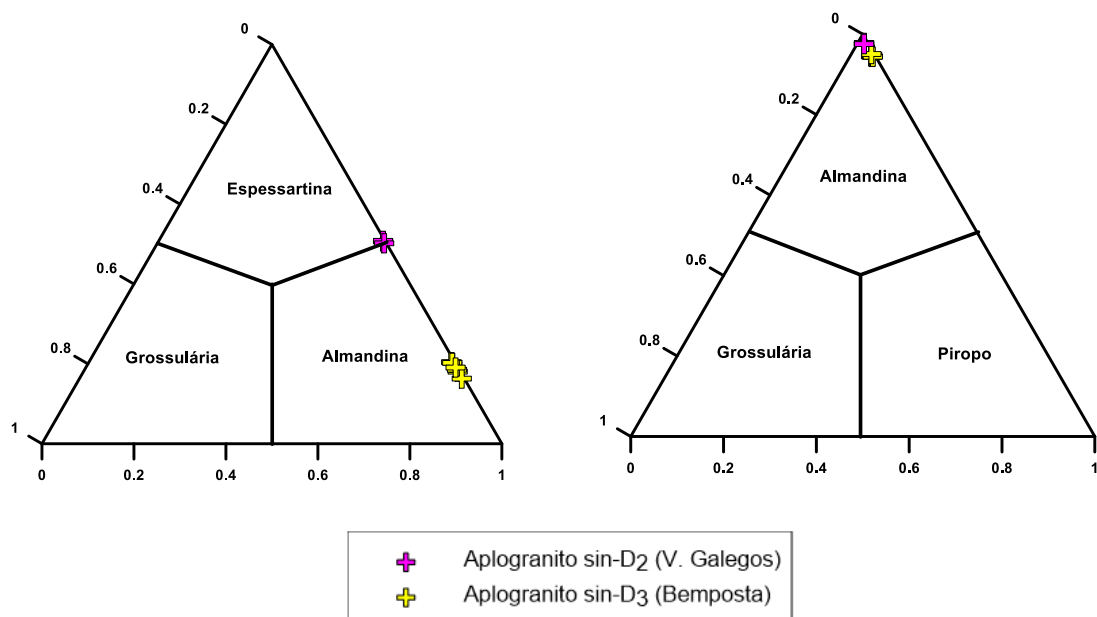


Figura V.55: Projeção das granadas analisadas nos diagramas ternários Alm - Grs - Py e Sps - Grs - Alm.

É de salientar, por fim, que a gama de composições encontrada nas granadas dos aplogranitos de Vilarinho dos Galegos e de Bemposta está dentro do intervalo de valores obtidos em granadas homogeneizadas por difusão (Jung *et al.*, 1998), o que permite concluir que a generalidade dos cristais analisados devem ter sido re-equilibrados em maior ou menor extensão.

V.3.6. Turmalina

A turmalina é um ciclossilicato com uma estrutura complexa, o que lhe permite incorporar uma grande variedade de elementos químicos. Apresenta uma fórmula geral $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$, em que a posição X pode ser ocupada por iões de Ca, Na, K ou ficar livre (x-vacancy), enquanto as posições octaédricas Y e Z acomodam Li, Mg, Fe, Mn,

Al, V, F. Na posição tetraédrica, o Si é o catião dominante, embora seja, por vezes, substituído em pequenas proporções por Al. A posição triangular B é ocupada exclusivamente pelo boro.

Devido à grande diversidade de catiões que podem ser introduzidos na sua estrutura, os minerais deste grupo de ciclossilicatos estão representados por um largo espectro de espécies químicas, cujas composições são normalmente expressas em termos dos componentes extremos das duas séries mais comuns: escorlite-dravite ou escorlite-elbaíte.

A turmalina ocorre em vários dos mesossomas do CMB, nos aplogranitos sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos e sin-D₃ de Bemposta e no pegmatito sin-D₂ do Cais de Bemposta. As análises de química mineral realizadas para este trabalho incidiram unicamente nas turmalinas dos aplogranitos sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos e sin-D₃ de Bemposta e do pegmatito sin-D₂ do Cais de Bemposta. As suas composições e respetivas fórmulas estruturais, calculadas para uma base de 31 oxigénios por unidade de fórmula (a.p.f.u) são apresentadas na Tabela 1.6 do Anexo 1.

Segundo Hawthorne e Henry (1999), o tipo de ocupação na posição X é um dos critérios principais para classificar as turmalinas. Ao projetar os dados obtidos no diagrama *X-site vacancy* – Ca – Na(+K), verifica-se que a maioria dos cristais analisados se incluem no grupo das turmalinas alcalinas (Fig. V.56).

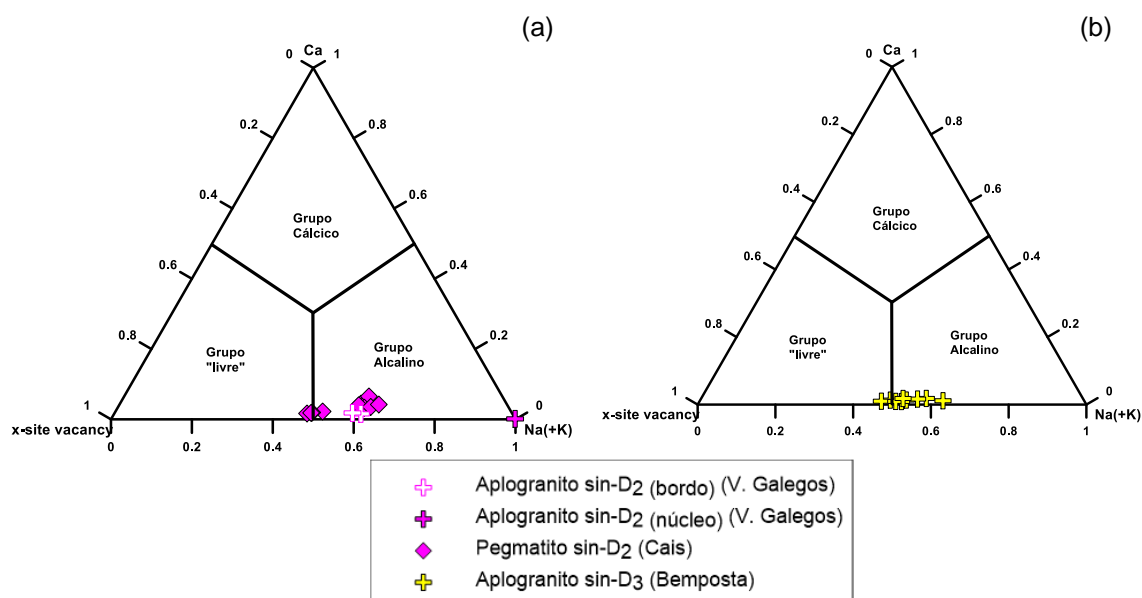


Figura V.56: Projeção das turmalinas analisadas no diagrama *X-site vacancy* – Ca – Na (+K) de Hawthorne e Henry (1999). (a) Aplogranito sin-D₃ de Bemposta; (b) Aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos e Pegmatito sin-D₂ do Cais.

No entanto, a representação das suas composições no diagrama ternário $\text{Li}_{1,5}\text{Al}_{1,5} - \text{Fe}^{2+}_3 - \text{Mg}_3$ de Hawthorne e Henry (1999), permite distinguir claramente as turmalinas dos aplogranitos, localizadas no campo da schorlite (turmalina alcalina rica em ferro), das turmalinas do pegmatito, que se projetam na transição entre a schorlite e a dravite (turmalina alcalina magnesiânica) (Fig. V.57). É de realçar também a presença de um núcleo rico em elbaíte num cristal de turmalina do aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos (Fig. V.57).

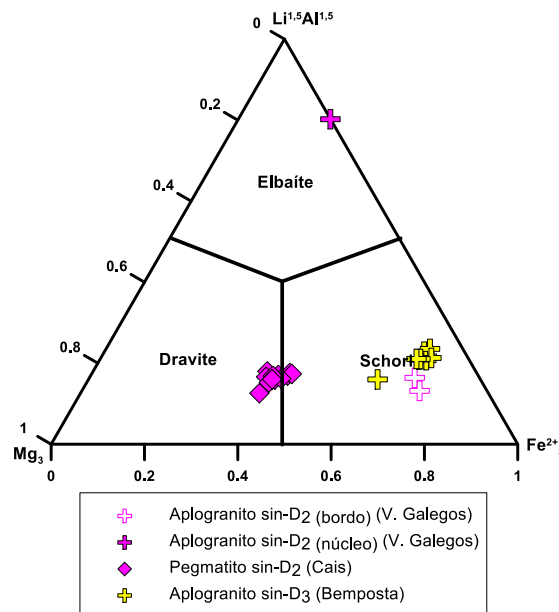


Figura V.57: Projeção das turmalinas no diagrama $\text{Li}_{1,5}\text{Al}_{1,5} - \text{Fe}^{2+}_3 - \text{Mg}_3$ de Hawthorne e Henry (1999).

A existência de marcados contrastes composicionais entre as turmalinas dos aplogranitos e as do pegmatito aponta para uma derivação a partir de fluidos com filiações distintas ou em estádios de evolução diferentes. Enquanto a natureza mais ferrosa das turmalinas dos aplogranitos sugere que estes cristais se formaram por cristalização de magmas quimicamente muito evoluídos em sistema fechado, o caráter mais magnesiânico das turmalinas do pegmatito tende a favorecer uma origem a partir de fluidos hidrotermais empobrecidos em ferro (Neiva *et al.*, 2007).

CAPÍTULO VI: GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Este capítulo inicia-se com a apresentação e interpretação dos dados de geoquímica de rocha total obtidos em amostras representativas das diferentes litologias estudadas. As composições em elementos maiores, traço e terras raras foram determinadas no *ACTLABS*, usando as técnicas analíticas referidas no Capítulo IV e estão compiladas no Anexo 2.

Na segunda parte do capítulo, apresentam-se as análises isotópicas realizadas no âmbito deste trabalho no *LGI-UA* e discutem-se as assinaturas isotópicas Sr–Nd das rochas estudadas. Os procedimentos usados na preparação das amostras e as condições de análise estão descritos no Capítulo IV.

VI.1. Discriminação entre rochas de origem ígnea e sedimentar

Como foi mencionado nos capítulos precedentes, os migmatitos do CMB possuem uma estrutura estromática muito penetrativa, conferida pela alternância de bandas escuras de composição pelítica (mesossomas) e de leitos de leucossoma / veios leucocráticos de espessura variável. À escala da amostra de mão, é, por vezes, quase impossível separar as diferentes partes destes migmatitos e obter sub-amostras representativas dos hospedeiros metassedimentares (mesossomas) e dos líquidos anatéticos (leucossomas). Os corpos aplograníticos, pegmatíticos e graníticos intruídos no CMB também são petrograficamente complexos, pois contêm frequentemente restos de uma componente herdada (xenocristais, “*schlieren*”). É possível, por isso, que as análises químicas de rocha total representem, em alguns casos, misturas de materiais de proveniência distinta. Pelos motivos apontados, considerou-se importante proceder a uma primeira avaliação da natureza das amostras estudadas com base em critérios químicos.

A sua projeção nos diagramas de discriminação TiO_2 - SiO_2 (Tarney, 1977) e DF3 - SiO_2 (Shaw, 1972) (Fig. VI.1) permite distinguir claramente as amostras com uma filiação sedimentar (mesossomas do CMB e metapsamitos resistentes) das de origem ígnea (leucossomas do CMB, granito sin- D_2 da Faia d'Água Alta, aplogranito sin- D_2 de Vilarinho dos Galegos, pegmatito sin- D_2 do cais de Bemposta e granito sin- D_3 de Bemposta). Admite-se, então, que as composições da maioria das amostras analisadas não foram significativamente contaminadas com material de proveniência estranha e refletem as assinaturas químicas dos seus percursos (sedimentares ou ígneos).

Verifica-se, contudo, que um dos leucossomas analisados (Am. 108.9 – Cais de Bemposta) se diferencia dos restantes pelos teores relativamente altos em TiO_2 e baixos valores de DF_3 ($\text{SiO}_2 = 72,3\%$; $\text{TiO}_2 = 0,38\%$, $\text{DF}_3 = 1,06$), projetando-se próximo da linha divisória entre os campos ígneo e sedimentar (Fig. VI.1). O desvio observado pode ser atribuído à presença de maiores proporções de biotite nesta amostra. Dado que a biotite parece corresponder a uma fase restítica herdada (ver Cap. V), interpreta-se esta rocha como uma mistura de leucossoma e mesossoma.

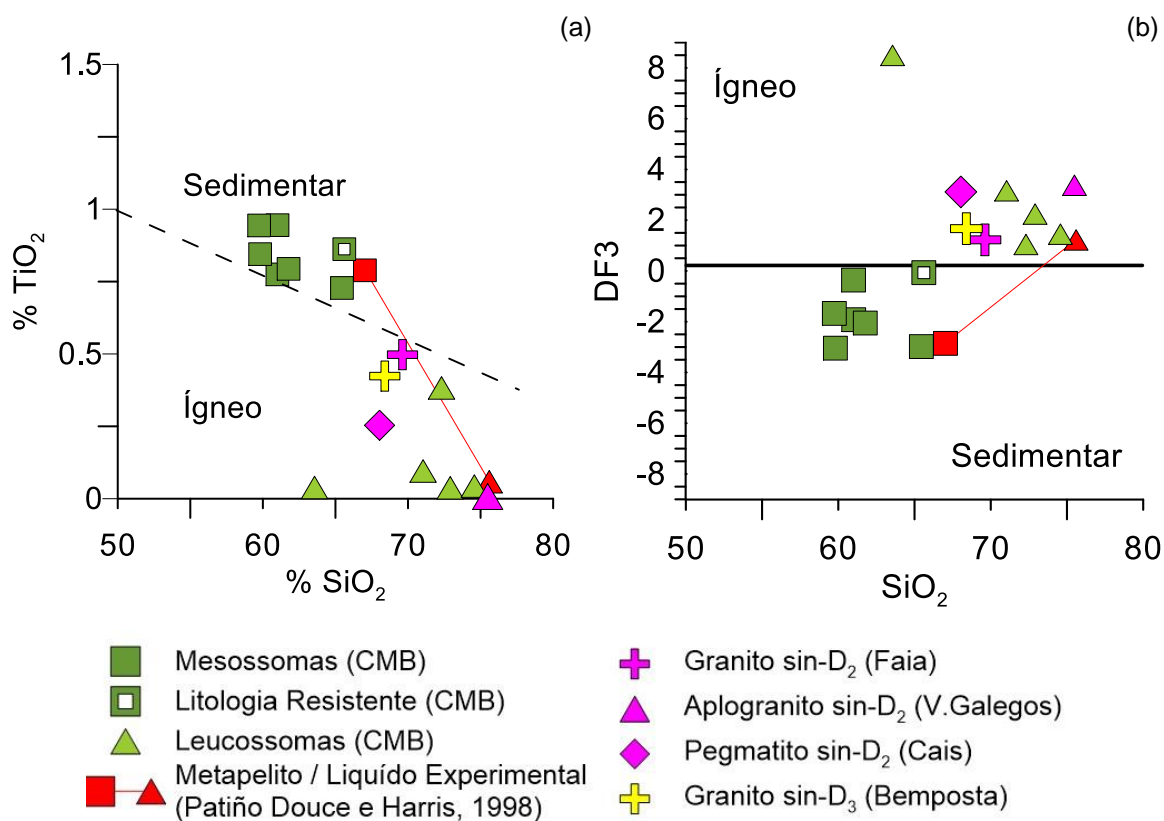


Figura VI.1: (a) Projeção das amostras estudadas no diagrama TiO_2 vs SiO_2 (Tarney, 1977). (b) Projeção das amostras no diagrama DF_3 vs SiO_2 , em que $\text{DF}_3 = 10,44 - 0,21\text{SiO}_2 - 0,32\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} - 0,98\text{MgO} + 0,55\text{CaO} + 1,46\text{Na}_2\text{O} + 0,54\text{K}_2\text{O}$ (Shaw, 1972).

O pegmatito sin- D_2 do Cais de Bemposta (Am. 108.5) constitui outro dos casos em que a contaminação com cristais de origem restítica deverá ter ocorrido, provocando a elevação das suas concentrações em TiO_2 (Fig. VI.1a).

As amostras dos corpos intrusivos de maiores dimensões (granitos da Faia e de Bemposta) tendem a exibir composições ligeiramente mais máficas ($< \% \text{SiO}_2$; $> \% \text{TiO}_2$) do que as da maioria dos leucossomas (Fig. VI.1a), o que resulta, mais uma vez, dos seus maiores conteúdos modais em biotite. É de salientar, no entanto, que apesar destas rochas poderem conter “*schlieren*” ricos em biotite, também possuem biotite magmática.

No conjunto dos leucossomas analisados, apenas uma amostra (Am. 108.14 – Barragem de Bemposta) apresenta teores em SiO_2 inferiores a 70%. Esta amostra destaca-se de todas as outras pelo seu forte enriquecimento em sódio e potássio e elevados valores de DF3 ($\text{Na}_2\text{O} = 4,5\%$, $\text{K}_2\text{O} = 8,68\%$, DF3 = 8,50; Fig. VI.1b), sendo, por isso, possível que corresponda a uma rocha cumulada, formada essencialmente por plagioclase e feldspato potássico.

Para efeitos de comparação, projetaram-se também nos diagramas da Figura VI.1, as composições macroelementares dum pelito e do respetivo fundido experimental estudados por Patino Douce e Harris (1998). Tanto a rocha pelítica usada por estes autores como material original (protólito), como o “melt” produzido experimentalmente têm composições próximas das encontradas nos mesossomas e leucossomas do CMB, o que corrobora a hipótese destes últimos poderem ter sido gerados por fusão parcial do mesmo tipo de protólitos que originaram os seus hospedeiros (mesossomas).

Por outro lado, o carácter levemente mais máfico das amostras 108.9 (mistura leucossoma + mesossoma) e 108.5 (pegmatito sin- D_2) relativamente ao “melt” experimental (Fig VI.1) apoia a hipótese dos líquidos anatóticos a partir dos quais cristalizaram terem sido contaminados, em maior ou menor extensão, com a fração sólida residual (xenocristais restíticos) (Milord *et al.*, 2001; Solar e Brown, 2001).

Em contrapartida, o deslocamento das composições das amostras dos corpos intrusivos de maiores dimensões (granitos da Faia e de Bemposta) para teores mais baixos de SiO_2 e mais altos de TiO_2 (Fig. VI.1a) revela que estes corpos poderão representar os produtos da cristalização fracionada de líquidos resultantes de taxas de fusão mais elevadas (maiores quantidades de fundidos), eficientemente segregados da área-fonte (Milord *et al.*, 2001; Solar e Brown, 2001).

VI.2. Classificação dos mesossomas do CMB

Partindo do pressuposto que a assinatura geoquímica dos mesossomas não foi significativamente modificada durante a trajectória metamórfica, pode tentar inferir-se a natureza da sequência sedimentar original recorrendo a diagramas de discriminação sedimentar. O diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ proposto por Herron (1988) é um dos mais utilizados para este efeito, porque é pouco sensível às alterações químicas associadas aos processos de diagénese e metamorfismo (Rollinson, 1993).

Como está ilustrado na Figura VI.2, os mesossomas do CMB projetam-se no campo dos argilitos no diagrama de Herron (1988) e mostram um elevado grau de sobreposição composicional com três das quatro amostras de metapelitos do Grupo de Douro de menor

grau metamórfico, analisadas por Teixeira (2008). Além de evidenciar o caráter predominantemente pelítico dos protólitos dos migmatitos do CMB, as relações observadas no diagrama de Herron (1988) revelam que os mesossomas poderão fazer parte da megasequência do Grupo do Douro, em concordância com o referido na bibliografia publicada (Sousa, 1984; Pereira *et al.*, 2006; Dias da Silva, 2013).

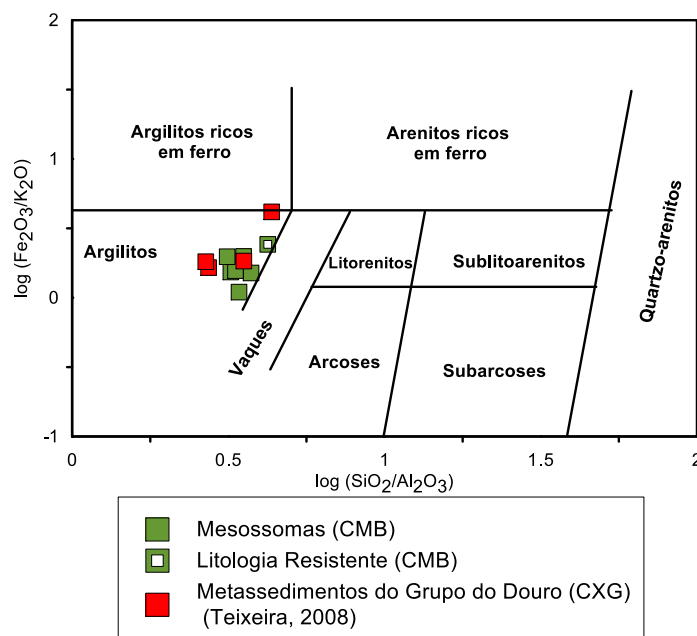


Figura VI.2: Projeção das amostras de mesossomas no diagrama de classificação $\log (Fe_2O_3/K_2O)$ vs. $\log (SiO_2/Al_2O_3)$ (Herron, 1988).

De notar ainda que a amostra 108.4, classificada como metapsamito (litologia resistente) com base em critérios petrográficos (ver Cap. V), se localiza na transição entre os argilitos e os grauvaques no diagrama da Figura VI.2, o que aponta para a presença de maiores proporções de fração arenosa nesta rocha. Tendo em conta a sua assinatura geoquímica, seria mais apropriado reclassificá-la como um metapsamopelito.

VI.3. Classificação dos leucossomas, aplogranitos, granitos e pegmatitos

Para obter uma discriminação mais efetiva entre os vários tipos de rochas plutónicas félsicas que afloram na região estudada, representaram-se as suas composições, expressas em proporções milicatiónicas, no diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) (Fig. VI.3). Neste diagrama, $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ traduz o grau de saturação em sílica, enquanto $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$, em conjunto com R1, permitem estimar a razão feldspato potássico / plagioclase, a composição da plagioclase e a abundância de minerais máficos.

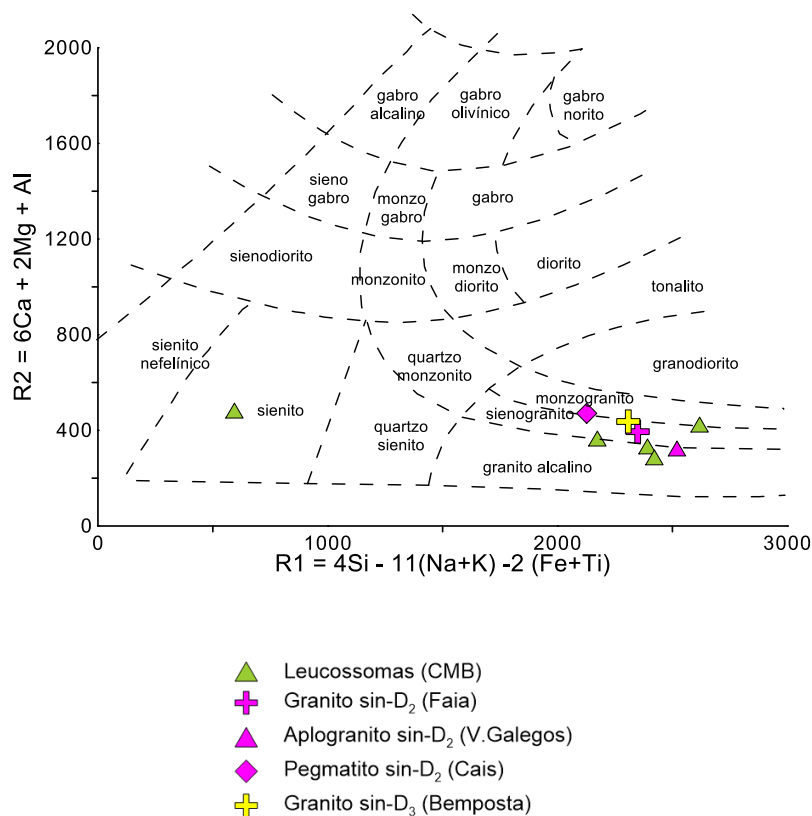


Fig. VI.3: Classificação das rochas ígneas félsicas da região de Bemposta no diagrama $R_1 - R_2$ de La Roche et al. (1980).

A distribuição das amostras analisadas no diagrama R_1-R_2 permite agrupá-las em quatro conjuntos distintos:

(a) o primeiro conjunto inclui as três amostras dos leucossomas que estão localizadas na transição entre os campos de sienogranitos e granitos alcalinos e o aplogranito sin- D_2 de Vilarinho dos Galegos (Fig. VI.3). O seu carácter muito félsico (com predomínio de feldspato potássico sobre a plagioclase) sugere que estes corpos correspondam a “melts” anatéticos primitivos que sofreram acumulação de feldspato, em maior ou menor grau, durante o seu arrefecimento (Sawyer, 2008).

(b) o segundo conjunto engloba as duas amostras de granito (granito sin- D_2 da Faia d’Água Alta e granito sin- D_3 de Bemposta). Estas amostras situam-se no campo dos sienogranitos e apresentam valores de R_2 mais altos do que o grupo anterior, refletindo a sua maior abundância em minerais ferromagnesianos (biotite), o que aponta para uma origem a partir de magmas com proporções bastante mais elevadas de fração fundida (enriquecidos em FeO, MgO e CaO), produzidos a temperaturas mais altas.

(c) o terceiro conjunto é constituído pelas duas amostras que se projetam no limite entre os campos dos sienogranitos e dos monzogranitos (leucossoma 108.9 e pegmatito

sin-D₂; Fig. VI.1), cujo caráter mais máfico poderá ser atribuído à contaminação destes fundidos com cristais restíticos (ver secção VI.1).

(d) por fim, o quarto conjunto inclui apenas uma amostra de leucossoma (Am. 108.14) que, devido aos seus baixos teores em SiO₂, se classifica como um sienito no diagrama R1-R2 (Fig. VI.1). Esta amostra deverá representar um cumulado puro de feldspato potássico + plagioclase que se separou do “melt” remanescente.

A projeção das amostras destes grupos litológicos no diagrama A-B de Debon e Le Fort (1983, 1988) corrobora a subdivisão proposta. Neste diagrama, o parâmetro $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ é usado para discriminar as rochas peraluminosas ($A > 0$) das metaluminosas ($A < 0$), enquanto o parâmetro $B = Fe + Mg + Ti$ permite determinar a natureza e quantidade de minerais máficos presentes nas amostras.

Quando se representam as composições das amostras estudadas no diagrama A-B, verifica-se que todas elas se projetam nos campos em que a moscovite domina sobre a biotite, em conformidade com as observações petrográficas (Fig. VI.4). No entanto, as amostras do grupo 1 (leucossomas e aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos) e do grupo 4 (leucossoma cumulado) estão concentradas no domínio dos leucogranitos, ao passo que as do grupo 2 (granito sin-D₂ da Faia d'Água Alta e granito sin-D₃ de Bemposta) e as rochas contaminadas do grupo 3 (leucossoma 108.9 e pegmatito sin-D₂) possuem valores mais elevados de B, denotando a presença de maiores quantidades de biotite (restítica e/ou magmática).

É de realçar, por outro lado, que todas as amostras exibem um grau de aluminosidade superior a zero ($A > 0$), o que constitui uma forte evidência de que os fundidos a partir dos quais cristalizaram derivaram da anatexia de protólitos metassedimentares supracrustais (Debon e Le Fort, 1983, 1988).

O índice molecular A/CNK [$\text{mol. Al}_2\text{O}_3 / (\text{mol. CaO} + \text{mol. Na}_2\text{O} + \text{mol. K}_2\text{O})$], proposto por Shand (1927) é um dos mais potentes indicadores de proveniência de rochas granitóides, porque estabelece a fronteira entre os “melts” gerados por fusão parcial de metassedimentos da crosta continental superior ($A/CNK > 1$) e os magmas resultantes da fusão de fontes ígneas infra-crustais e/ou da mistura entre líquidos mantélicos e crustais ($A/CNK < 1$).

Por isso, calcularam-se também as razões A/CNK das amostras estudadas (Tabela VI.1). Os valores obtidos ($A/CNK = 1,27 - 2,19$) revelam bem a sua natureza fortemente peraluminosa, reforçando a hipótese de ter havido um importante envolvimento de materiais supracrustais na sua petrogénese.

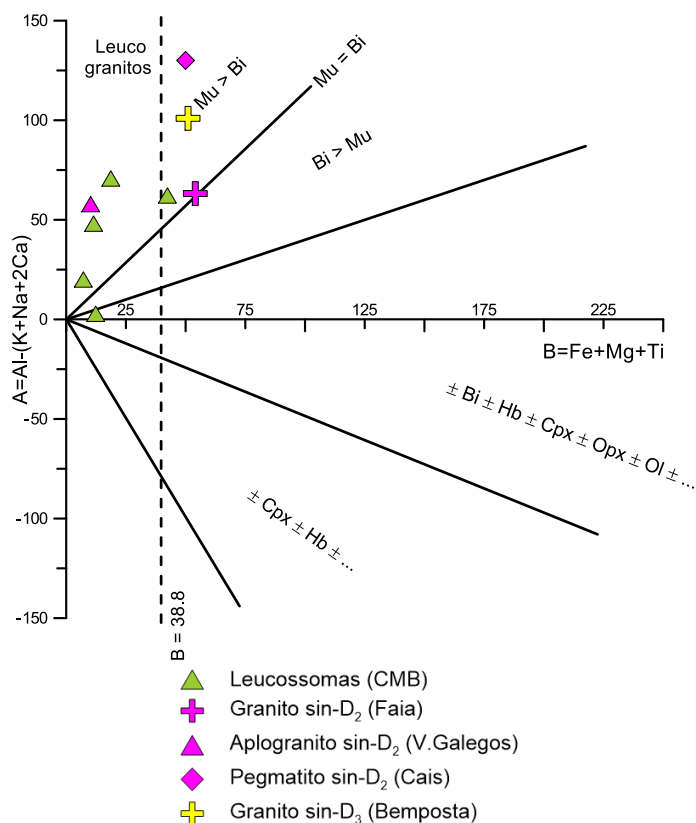


Fig. VI.4: Classificação das rochas ígneas félsicas da região de Bemposta no diagrama A -B de Debon e Le Fort (1983, 1988).

Tabela VI.1 Valores do índice molecular A/CNK nas rochas ígneas félsicas da região de Bemposta.

Litologia	A/CNK
Leucossomas do CMB	1,27-1,69
Granito sin-D₂ de Faia d'Água Alta	1,63
Aplogranito sin-D₂ de V. Galegos	1,79
Pegmatito sin-D₂ do Cais de Bemposta	2,19
Granito sin-D₃ de Bemposta	1,88

A disposição das amostras no diagrama AFM desenvolvido por Miller (1985) confirma as conclusões retiradas anteriormente. Neste diagrama, as amostras dos vários grupos litológicos projetam-se inteiramente no campo dos granitos fortemente peraluminosos e definem uma tendência evolutiva praticamente linear, caracterizada por um aumento progressivo de peraluminosidade desde os termos mais máficos (contendo maiores proporções em biotite) para os mais félsicos (muito enriquecidos em moscovite) (Fig. VI.5).

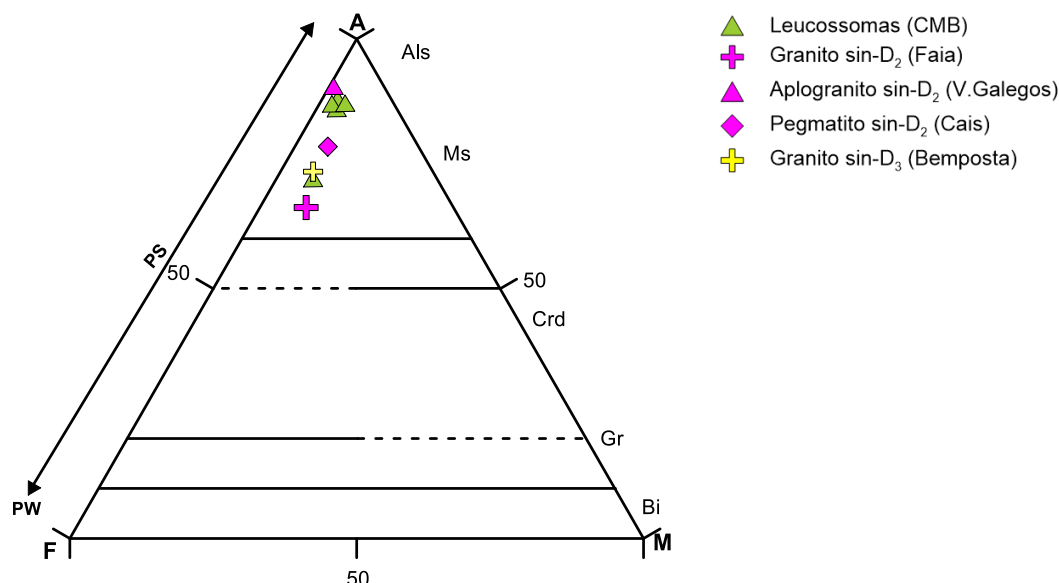


Figura VI.5: Projeção das rochas ígneas félsicas da região de Bemposta no diagrama A-F-M (Miller, 1985). A = $Al_2O_3 - (CaO^* + K_2O + Na_2O)$; F = FeOT e M = MgO. Campos: Ps – Fortemente peraluminoso; PW – fracamente peraluminoso. Ms – moscovite; Crd – cordierite; Gr – granada; Bi – biotite.

VI.4. Diagramas de variação química

Com o objetivo de avaliar as possíveis relações entre as várias amostras analisadas, projetaram-se as suas composições em gráficos bivariados usando o teor em sílica (%SiO₂) como parâmetro de discriminação química (eixo das abcissas). Tal como na secção VI.1, representaram-se também nos diagramas de variação de elementos maiores, as análises químicas do metapelito e do líquido experimental de Patiño Douce e Harris (1998) para efeitos de comparação.

VI.4.1. Elementos maiores

Nos diagramas de variação química da Figura VI.6 são bem perceptíveis as diferenças composicionais entre as porções metassedimentares dos migmatitos do CMB (mesossomas) e os corpos ígneos a eles associados (leucossomas estromáticos, aplogranitos, granitos e pegmatitos). Como seria de esperar, os mesossomas apresentam teores mais baixos em SiO₂, Na₂O e K₂O e mais elevados em Fe₂O₃+MgO, TiO₂, MnO, Al₂O₃ e CaO, definindo o segmento mais máfico da sequência. As suas composições refletem claramente a abundância das fases minerais não consumidas durante os processos de fusão parcial (biotite + silimanite + opacos).

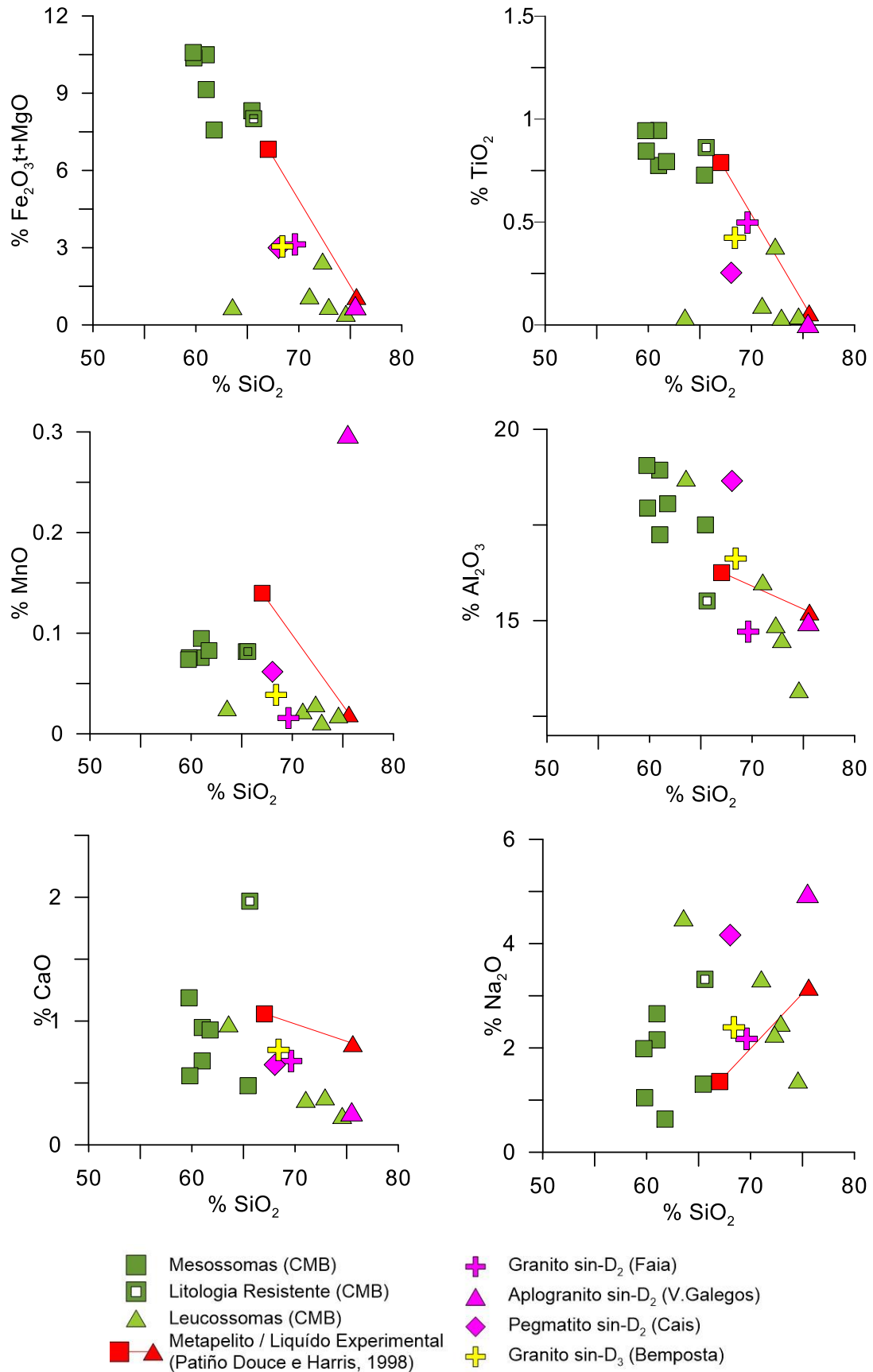


Figura VI.6: Diagramas de variação de elementos maiores para as amostras estudadas.

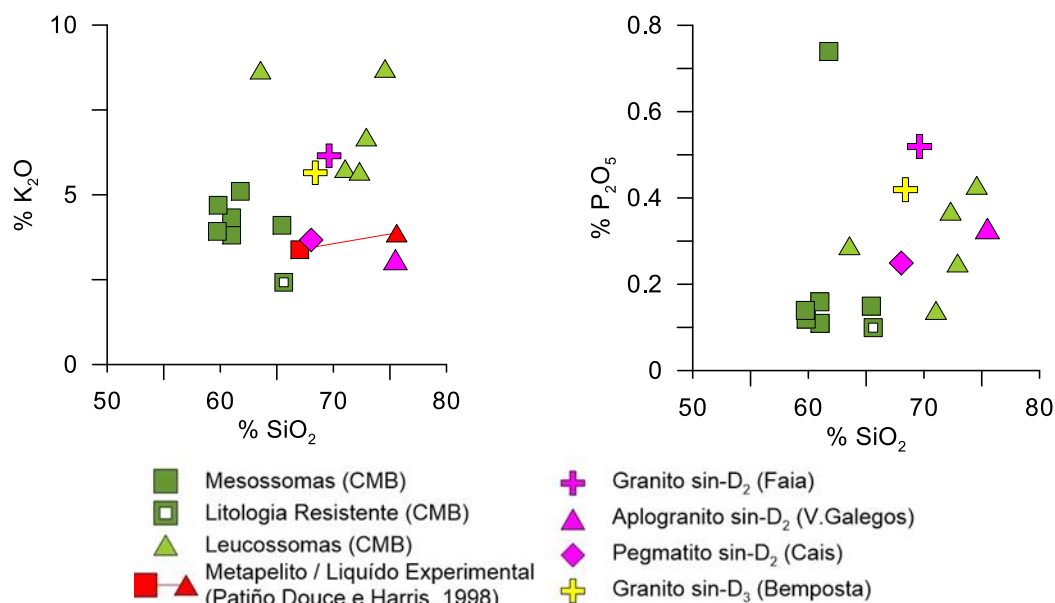


Figura VI.6 (continuação): Diagramas de variação de elementos maiores para as amostras estudadas.

É de realçar ainda que existem notáveis semelhanças químicas entre os mesossomas do CMB e o metapelito de Patiño Douce e Harris (1998), demonstrando que os metapelitos do Grupo do Douro se poderão ter comportado como litologias férteis durante o evento anatético Varisco.

Por outro lado, verifica-se que tanto as amostras dos leucossomas / veios leucocráticos estromáticos, como as dos aplogranitos, granitos e pegmatitos parecem descrever tendências coerentes na maioria dos diagramas, projetando-se no extremo ácido da sequência (SiO₂>65%), em continuidade com os seus hospedeiros metassedimentares (Fig. VI.6).

As tendências definidas por estas rochas permitem distinguir o grupo onde se incluem os leucossomas e aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos (com concentrações mais elevadas em SiO₂ e conteúdos baixos em Fe₂O₃+MgO, TiO₂, MnO, Al₂O₃ e CaO), das amostras contaminadas com fases excedentárias / refractárias (leucossoma 108.9 e pegmatito sin-D₂) e dos granitos de Faia e Bemposta, que ocupam uma posição intermédia entre os mesossomas e leucossomas.

Nota-se, contudo, alguma dispersão composicional nos diagramas Na₂O vs. SiO₂ e K₂O vs. SiO₂, particularmente entre as rochas mais leucocráticas, que poderá ser atribuída a diferenças nas proporções de feldspato potássico e plagioclase provocadas pela retenção de maiores quantidades de um ou de outro destes minerais como fases acumuladas.

Cabe sublinhar, por fim, que a amostra do aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos (Am.108.17) possui uma composição quase idêntica à do vidro experimental de Patiño Douce e Harris (1998), distinguindo-se deste pelos seus elevados teores de MnO (Fig. VI.1). Tendo em conta que os seus teores anómalos em Mn devem estar relacionados com presença de cristais peritéticos de granada rica em espessartina disseminados na matriz desta rocha (ver Cap. V) e que os conteúdos em todos os outros elementos maiores se assemelham aos do vidro experimental, poderá assumir-se que a composição do aplogranito é a que mais se aproxima da dos fundidos mínimos gerados por anatexia dos metassedimentos do Grupo Douro.

Nesse sentido, o maior ou menor afastamento dos leucossomas em relação ao vidro experimental (e ao aplogranito) refletiria os efeitos dos mecanismos de acumulação de feldspato (ou seja, a separação incompleta entre os líquidos anatéticos e a associação mineral cumulada), como tem vindo a ser invocado ao longo deste capítulo.

Sabendo que os fundidos anatéticos mínimos formados a partir de protólitos crustais estão normalmente empobrecidos em MgO, FeO_t, TiO₂ e CaO comparativamente aos magmas resultantes de taxas de fusão mais elevadas (e.g. Vielzeuf e Holloway, 1988; Patiño Douce e Harris, 1998), é expectável que as amostras dos granitos de Faia e de Bemposta sejam tendencialmente menos ácidas do que os leucossomas e apresentem um enriquecimento relativo em MgO, FeO_t, TiO₂ e CaO, já que ocorrem em corpos intrusivos de maiores dimensões, envolvendo a extração de maiores quantidades de fundidos.

VI.4.2. Elementos traço

Na Figura VI.7 apresentam-se os diagramas de variação de alguns elementos traço no conjunto de amostras analisadas. Os valores dos coeficientes de partilha (K_D) para os elementos traço presentes nas fases minerais mais comuns nas rochas estudadas estão compilados na Tabela VI.2.

Entre os elementos traço do grupo dos elementos litófilos de grande raio iónico (Ba, Rb, Sr, Th), o Ba está fortemente enriquecido nos mesossomas, decrescendo regularmente com o aumento dos conteúdos em SiO₂, enquanto o Rb, o Sr e o Th mostram padrões de variação bastante mais irregulares.

Sendo os coeficientes de partilha do Ba na biotite muito superiores aos das restantes fases minerais presentes nas rochas estudadas (Tabela VI.2), o comportamento do Ba na sequência é, em grande parte, governado pela maior ou menor abundância deste mineral. É possível, contudo, que os teores relativamente elevados de Ba nalguns leucossomas (em que a biotite é uma fase praticamente ausente) se devam à acumulação

de feldspato potássico, que também tem coeficientes de partilha (K_D) superiores a 1 para este elemento (Tabela VI.2).

*Tabela VI.2: Coeficientes de partilha de alguns elementos traço em líquidos de composição dacítica e riolítica**

	Plagioclase	Feldspato potássico	Biotite	Zircão	Ilmenite	Granada	Apatite
V	---	---	79,50	---	---	---	---
Co	---	0,240	88,667	16	---	2,625	---
Nb	0,06	---	6,367	---	---	---	0,01
Y	0,130	---	1,233	---	---	35,00	40
Zr	0,10-0,14	0,03	1,197	---	---	1,200	0,1-0,64
Hf	0,148	0,02-0,03	0,6-0,7	977-3193	1,883-3,1	3,300	0,73
Th	0,048	0,023	1,00-1,227	76,80	0,46-7,50	---	---
Ba	0,36-1,61	4,30-11,45	5,36-23,53	---	---	0,017	---
Sr	2,84-15,63	3,76-5,40	0,12-0,44	---	---	0,015	2,1-2,4
Rb	0,041-0,10	0,34-1,75	1,24-4,20	---	---	0,009	---

*Arth (1976), Irving & Frey (1978), Watson & Green (1981), Mahood & Hildreth (1983), Nash & Crecraft (1985), Fujimaki (1986), Bea et al. (1994).

Embora o Rb também seja incorporado na biotite e no feldspato potássico (Tabela VI.2), os seus coeficientes de partilha nestes minerais são tendencialmente mais baixos do que os do Ba, o que o torna mais vulnerável a pequenas diferenças nas proporções modais dos dois minerais, explicando, assim, o carácter mais difuso da sua distribuição.

O Sr tende a substituir o Ca na estrutura da plagioclase e o K nos feldspatos potássicos (Tabela VI.2). A sua preferência pelos feldspatos, em particular pela plagioclase, permite usá-lo como um indicador da presença destes minerais. Deste modo, as oscilações dos teores de Sr nas amostras estudadas estão provavelmente ligadas a variações nas suas razões plagioclase / feldspato potássico e feldspato / biotite, contribuindo para a dispersão observada (Fig. VI.7).

Em contraste, os metais de transição (V, Co) e alguns elementos de grande força de campo (Nb, Y) têm uma forte afinidade pela biotite (Tabela VI.2), o que leva a crer que o decréscimo abrupto das suas concentrações dos termos pelíticos (mesossomas) para as rochas de origem ígnea traduza a diminuição dos seus conteúdos em biotite (Fig. VI.7).

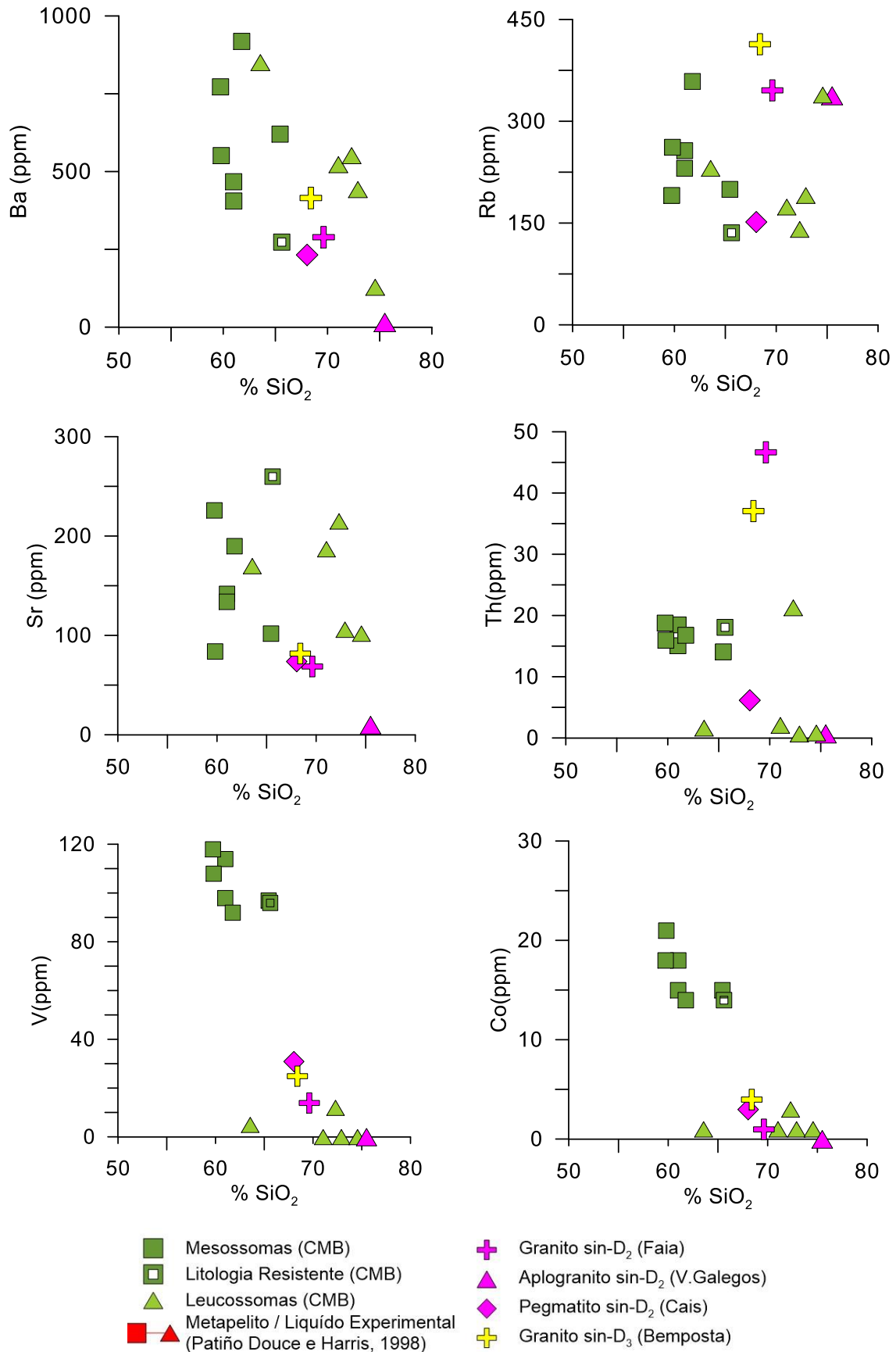


Figura VI.7: Diagramas de variação de elementos traço para as amostras estudadas.

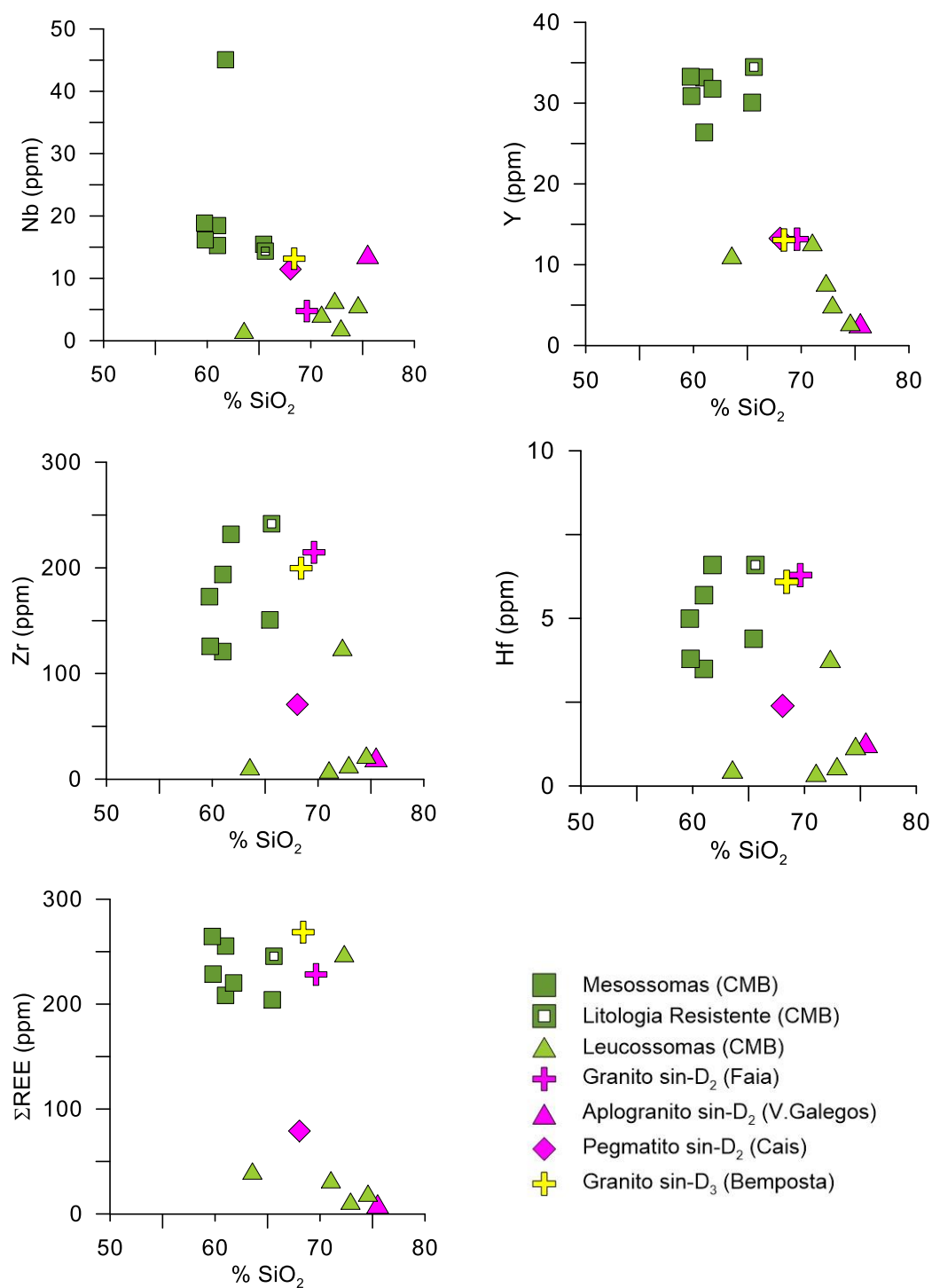


Figura VI.7 (continuação): Diagramas de variação de elementos traço para as amostras estudadas.

O Th, o Zr, o Hf e os elementos do grupo das terras raras (REE) concentram-se preferencialmente em fases acessórias, como o zircão (Th, Zr, Hf, HREE), apatite (MREE), monazite (LREE, Th), ilmenite (Th) e granada (HREE, Y) (Tabela VI.2).

Tendo em conta que o zircão, apatite, monazite, ilmenite e granada ocorrem geralmente em íntima associação espacial com a biotite, é de esperar que os mesossomas apresentem concentrações mais altas nestes elementos do que as rochas em que a componente quartzo-feldspática é dominante (leucossomas, aplogranitos, pegmatitos), como acontece na sequência estudada (Fig. VI.7). Excetua-se o caso das duas amostras de granito, cujo enriquecimento em Th, Zr, Hf e Σ REE parece denotar a presença de zircão e apatite / monazite magmáticas, o que é consistente com a sua derivação a partir de magmas gerados por maiores taxas de fusão.

VI.4.3. Diagramas de Terras Raras (REE)

Os 15 elementos do grupo das REE possuem propriedades químicas e físicas muito semelhantes entre si, pelo que são geralmente tratados em conjunto. O seu comportamento é geralmente analisado através de perfis normalizados para a composição de um condrito de referência, de modo a eliminar o efeito Oddo-Harkins (maior abundância das terras raras com número atómico par relativamente às número atómico impar). Neste trabalho, usaram-se os valores do meteorito condritico de Evensen *et al.* (1978) como constantes de normalização.

Na Figuras VI.8 mostram-se os perfis de terras raras das amostras analisadas. Como se pode observar no diagrama da Figura VI.8a, os mesossomas apresentam perfis de terras raras caracterizados por: (a) um marcado enriquecimento em REE (Σ REE = 204 – 264 ppm), (b) fraco fracionamento das terras raras leves (LREE) em relação às terras raras pesadas (HREE) ($La_N/Yb_N = 8,85 - 13,21$) e (c) anomalias negativas de Eu de pequena amplitude ($Eu_N/Eu_N^* = 0,50-0,79$). A notável coincidência entre os seus perfis e o de um metapelito de menor grau metamórfico do Grupo do Douro (Teixeira, 2008) vem corroborar a hipótese dos mesossomas pertencerem a esta formação (Fig. VI.8a)

No que diz respeito aos leucossomas estromáticos, verifica-se que a maioria destas rochas estão fortemente empobrecidas em REE relativamente aos seus hospedeiros (Fig. VI.8b). Sendo a biotite e as fases acessórias (apatite, monazite, zircão) os principais portadores das REE, a fraca expressão destes elementos nos leucossomas revela que os minerais que os incorporam deverão ter ficado, em grande parte, retidos no resíduo refratário durante os processos de fusão parcial.

Para além disso, quase todas as amostras analisadas exibem anomalias positivas de Eu de expressão variável ($Eu_N/Eu_N^* = 2,22 - 10,66$), o que demonstra que resultaram de fundidos anatéticos em que ocorreu acumulação de feldspato (plagioclase e/ou

feldspato potássico), já que o Eu é o único elemento do grupo das terras raras que é facilmente introduzido na estrutura cristalina destas fases minerais ($K_D > 1$; Tabela VI.2).

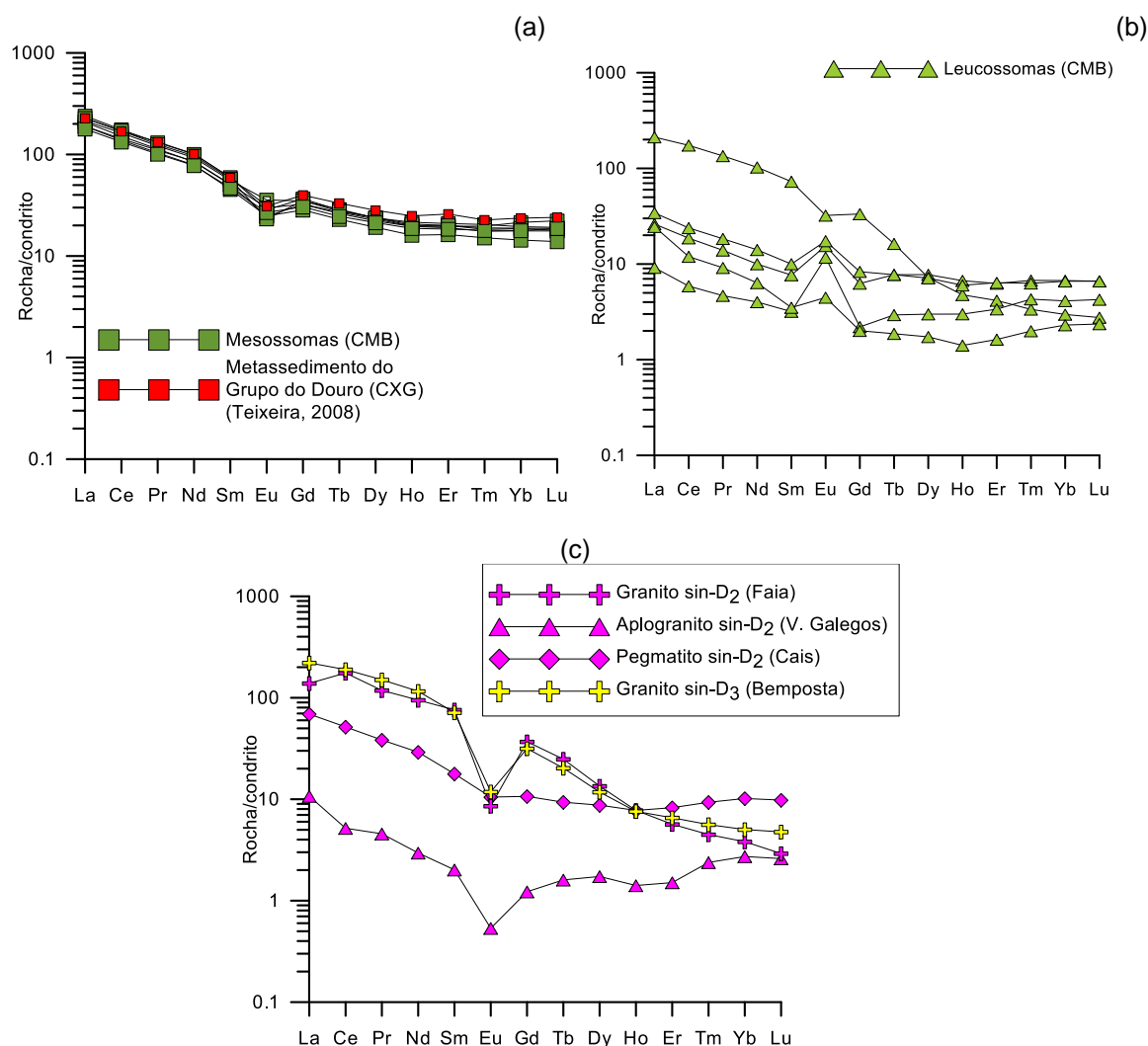


Figura VI.8: Perfis de terras raras normalizados para a composição do condrito (Evensen et al. 1978). (a) Mesossomas do CMB e metapelito de menor grau metamórfico do Grupo do Douro (Teixeira, 2008). (b) Leucossomas estromáticos do CMB. (c) Granitos, aplogranitos e pegmatitos intrusivos no CMB.

Apenas uma das amostras de leucossoma (Am. 108.9) apresenta teores significativamente mais altos em REE e uma ligeira anomalia negativa de Eu (Fig. VI.8b), apontando para a presença de quantidades significativas de cristais de origem restítica nesta rocha. Como foi referido anteriormente, este leucossoma mostra fortes indícios de contaminação, o que é confirmado pelo seu perfil de terras raras.

Pelas mesmas razões, o enriquecimento em REE e a presença de uma anomalia negativa de Eu muito atenuada ($E_{uN}/E_{uN^*} = 0,74$) no perfil de terras raras do pegmatito sin-D₂ do cais de Bemposta (Fig. VI.8c) também poderão ser explicados pela intervenção de

mecanismos de mistura entre o “melt” e a fração sólida residual (biotite ± zircão ± apatite ± monazite).

Note-se que, em ambos os casos, os perfis destas amostras tendem a aproximar-se dos descritos pelos mesossomas, constituindo uma sólida evidência de que os metassedimentos do Grupo do Douro poderão ter sido os principais protólitos dos líquidos anatéticos gerados durante o evento de migmatização.

Já o aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos (Am. 108.17) possui um perfil de terras raras típico de um fundido mínimo eficientemente segregado do resíduo refractário, como é documentado pelos seus baixos conteúdos em REE, desenvolvimento de uma anomalia negativa de Eu ($Eu_N/Eu_N^* = 0,57$) e moderado fracionamento das LREE em relação às HREE ($La_N/Yb_N = 26,05$) (Fig. VI.8c). Contrariamente aos leucossomas estromáticos, não evidencia sinais de ter sofrido processos de acumulação de feldspato, pelo que a sua composição é talvez a melhor estimativa da composição dos fundidos anatéticos iniciais.

Por último, tanto o granito sin-D₂ da Faia d'Água Alta (Am. 108.2), como o granito sin-D₃ de Bemposta (Am. 108.12), exibem um acentuado enriquecimento em REE, elevadas razões LREE/ HREE ($La_N/Yb_N = 36,3-43,9$) e uma anomalia negativa de Eu muito bem definida ($Eu_N/Eu_N^* = 0,15 - 0,22$) (Fig. VI.8c). Os seus perfis de terras raras apoiam claramente uma derivação a partir de líquidos graníticos produzidos por taxas de fusão mais altas (envolvendo a dissolução de maiores quantidades de biotite e fases acessórias), o que não implica que os seus protólitos tenham sido diferentes.

VI.5 Geologia Isotópica

Das amostras estudadas, seleccionaram-se sete para análise conjunta nos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd. As suas razões isotópicas $^{87}Rb/^{86}Sr$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ estão compiladas no Anexo 2.

VI.5.1. Geoquímica isotópica Sr-Nd

Segundo a bibliografia publicada, o principal evento anatético que afetou a região estudada ocorreu durante a segunda fase de deformação varisca (D₂) (e.g. Escuder Viruete *et al.*, 1994a-b; 1999; 2004; Dias da Silva, 2013). Embora a D₂ não esteja ainda datada com muito rigor, tem-lhe sido geralmente atribuída uma idade de cerca de 330 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; Ábalos *et al.*, 2002, Valle Aguado *et al.*, 2005). Por estes motivos, usou-se a idade 330 Ma para calcular as razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{330}$ e $^{143}Nd/^{144}Nd_{330}$ e os valores de ϵSr_{330} e de ϵNd_{330} dos leucossomas e mesossomas do CMB, assim como do pegmatito sin-

D₂ do Cais de Bemposta. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela VI.3, onde também se incluíram os dados relativos aos metassedimentos do Grupo do Douro de menor grau metamórfico analisados por Teixeira (2008).

Tabela VI.3: Intervalos de variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{330}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{330}$, dos valores de ϵSr_{330} e de ϵNd_{330} e das idades T_{DM} nas rochas estudadas e nos metassedimentos do Grupo do Douro de Teixeira (2008).

Litótipos	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{330}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{330}$	ϵSr_{330}	ϵNd_{330}	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
Leucossomas do CMB	0,703003 0,721826	0,511639 0,511792	-16,31 +251,00	-8,21 -11,20	1,8*
Mesossomas do CMB	0,715405 0,722628	0,511598 0,511666	+159,82 +262,95	-10,68 -12,01	1,8 1,8
Pegmatito sin-D₂	0,720943	0,511639	+238,47	-11,20	1,8
Metassedimentos Grupo de Douro	0,712741 0,718779	0,511659 0,511771	+121,99 +207,72	-8,63 -10,82	1,5 1,7

* T_{DM} da única amostra de leucossoma com uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$.

Como se pode observar na Figura VI.9, todas as amostras analisadas, com exceção de um leucossoma (Am. 108.10), apresentam valores positivos de ϵSr_{330} e muito negativos de ϵNd_{330} , projetando-se no quadrante inferior direito do diagrama de correlação isotópica ϵSr_{330} vs. ϵNd_{330} , o que é inteiramente coerente com a participação de fontes supracrustais com longos tempos de residência crustal na génese dos fundidos anatéticos que estão representados na região investigada.

De notar que os mesossomas, a maioria dos leucossomas estromáticos e até o pegmatito sin-D₂ do Cais de Bemposta mostram um elevado grau de sobreposição no diagrama da Figura VI.9, reforçando a hipótese de existir uma forte relação genética entre “melts” anatéticos e hospedeiros metassedimentares. Também é de sublinhar que os mesossomas analisados se projetam próximo do campo definido pelos metassedimentos do Grupo do Douro, o que permite interpretá-los como os equivalentes de alto grau metamórfico desta sequência.

Apesar das semelhanças apontadas, verifica-se que as composições isotópicas de Sr são mais heterogêneas do que as de Nd, havendo um leucossoma (Am. 108.10) que chega a exibir valores de ϵSr_{330} geologicamente irrealistas (negativos) (Fig. VI.9). Sendo o sistema isotópico Rb-Sr muito vulnerável à ação de fluidos metamórficos e/ou hidrotermais tardios, é provável que o desvio da amostra 108.10 para o quadrante inferior esquerdo resulte de reequilíbrios isotópicos (durante ou após a fusão).

Deve salientar-se, contudo, que as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e respetivos valores ϵSr) nos líquidos anatéticos são fortemente controladas pelo balanço entre os feldspatos

(com baixas razões Rb/Sr) e as micas (com altas razões Rb/Sr) durante a fusão, pelo que os “melts” formados através de reações de desidratação da moscovite e/ou da biotite possuem, em geral, razões Rb/Sr mais elevadas e assinaturas isotópicas de Sr mais radiogénicas do que as das suas fontes metassedimentares (Zeng *et al.*, 2005, Hasalová *et al.*, 2008). Deste modo, o carácter ligeiramente mais radiogénico das amostras de leucossomas em relação ao das suas putativas rochas-mãe (Fig.VI.9) constitui mais uma evidência do envolvimento de reações de desidratação da biotite e/ou da moscovite na sua petrogénese.

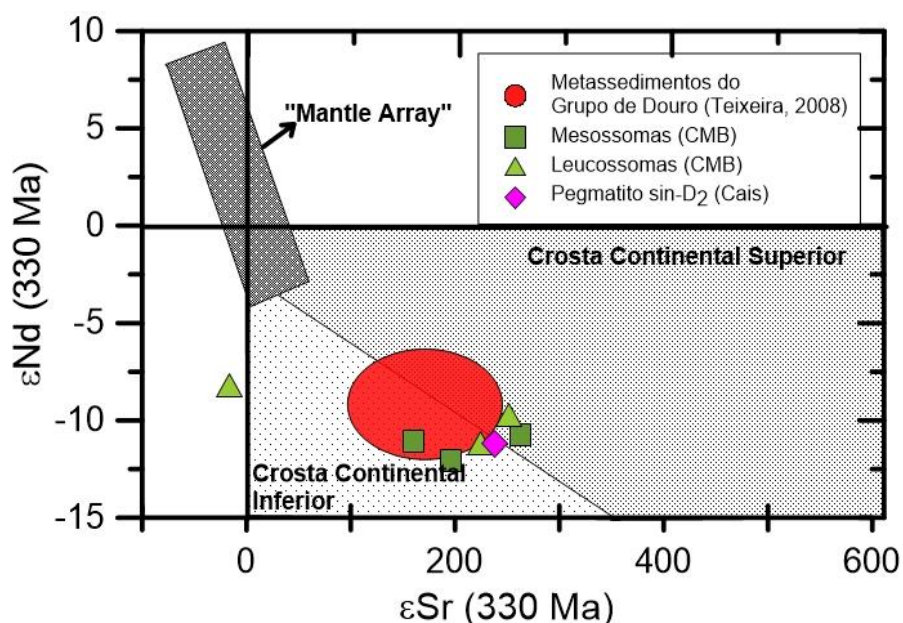


Figura VI.9: Projeção das amostras analisadas no diagrama $\epsilon_{Sr_{330}}$ vs $\epsilon_{Nd_{330}}$ de De Paolo e Wasserburg (1976). Indica-se a sombreado vermelho o campo definido pelos metassedimentos do Grupo do Douro (Teixeira, 2008).

O sistema isotópico Sm-Nd é muito menos sensível aos processos de interação rocha-fluido, explicando, assim, o reduzido espectro dos valores das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{330}$ e de $\epsilon_{Nd_{330}}$ no conjunto de amostras analisadas (Tabela VI.3), bem como a grande semelhança entre as suas assinaturas isotópicas e as das rochas encaixantes (Fig. VI.9).

VI.5.2. Idades Modelo (TDM)

Com base nos dados isotópicos de Nd, calcularam-se as idades-modelo (T_{DM}) para as amostras estudadas e para os metassedimentos do Grupo do Douro analisados por Teixeira (2008) (Tabela VI.3). Dado que o significado destas idades assenta no pressuposto de que as razões Sm/Nd não foram modificadas durante os processos de

fusão parcial, optou-se por desconsiderar as idades T_{DM} das amostras que mostram indícios de ter sofrido fracionamento isotópico (razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,12$).

O fato das idades modelo obtidas nas amostras dos leucossomas, do pegmatito sin- D_2 e dos mesossomas serem praticamente coincidentes ($T_{DM} = 1,8$ Ga) corrobora a hipótese dos fundidos anatéticos intercalados no CMB terem derivado da fusão parcial de materiais com composições análogas às dos seus hospedeiros. Por outro lado, a notável semelhança entre os valores de T_{DM} dos mesossomas ($T_{DM} = 1,8$ Ga) e dos metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico do NE Transmontano ($T_{DM} = 1,5-1,7$ Ga; Teixeira, 2008) permite concluir que as rochas do Grupo do Douro poderão ter sido os protólitos dos migmatitos do CMB.

VI.6 Evolução Petrogenética

Para sintetizar a informação geoquímica apresentada ao longo deste capítulo, traçaram-se os diagramas $\text{FeO}_T + \text{MgO}$ vs. K_2O e $\text{Fe}^* + \text{Mg} + \text{Ti} - \text{Na} + \text{Ca} - \text{K}$ (Fig. VI.10). Nestes diagramas, os mesossomas projetam-se nas proximidades do metapelito usado como protólito por Patino Douce e Harris (1998), enquanto o aplogranito sin- D_2 de Vilarinho dos Galegos (Am. 108.17) mostra uma composição próxima do fundido mínimo obtido pelos mesmos autores. As relações observadas além de comprovarem que os metassedimentos do Grupo do Douro poderão ter constituído litologias férteis durante o evento de migmatização varisco, sugerem também que a amostra 108.17 é provavelmente a que melhor reflete a natureza dos primeiros líquidos formados, em concordância com as conclusões retiradas anteriormente.

Por outro lado, a disposição da grande maioria dos leucossomas estromáticos segundo faixas rasantes aos eixos K_2O e $\text{Na} + \text{Ca} - \text{K}$ nestes diagramas é bem reveladora da sua derivação a partir de frações dominadas pela componente fundida (quartzo-feldspáticas), sendo possível que o afastamento destas amostras da composição fundido mínimo (no sentido dos teores mais ricos em potássio) se deva à presença de cristais de feldspato potássico de origem cumulada (Fig. VI.10).

Em contrapartida, o desvio do leucossoma 108.9 e do pegmatito sin- D_2 do cais de Bemposta para os domínios mais máficos dos dois diagramas (Fig. VI.10) documenta a contaminação destes “melts” com proporções variáveis de cristais restíticos. Já no caso das duas amostras de granito, a elevação das suas concentrações em $\text{FeO}_T + \text{MgO}$ e em $\text{Fe}^* + \text{Mg} + \text{Ti}$ (Fig. VI.10) parece indicar que estes magmas foram produzidos por taxas de fusão mais altas em níveis estruturais mais profundos. A anatexia, em grande escala, das litologias paraderivadas terá dado origem a abundantes volumes de fundidos que foram

injetados nos terrenos onde atualmente se encontram sob a forma de corpos intrusivos de maiores dimensões.

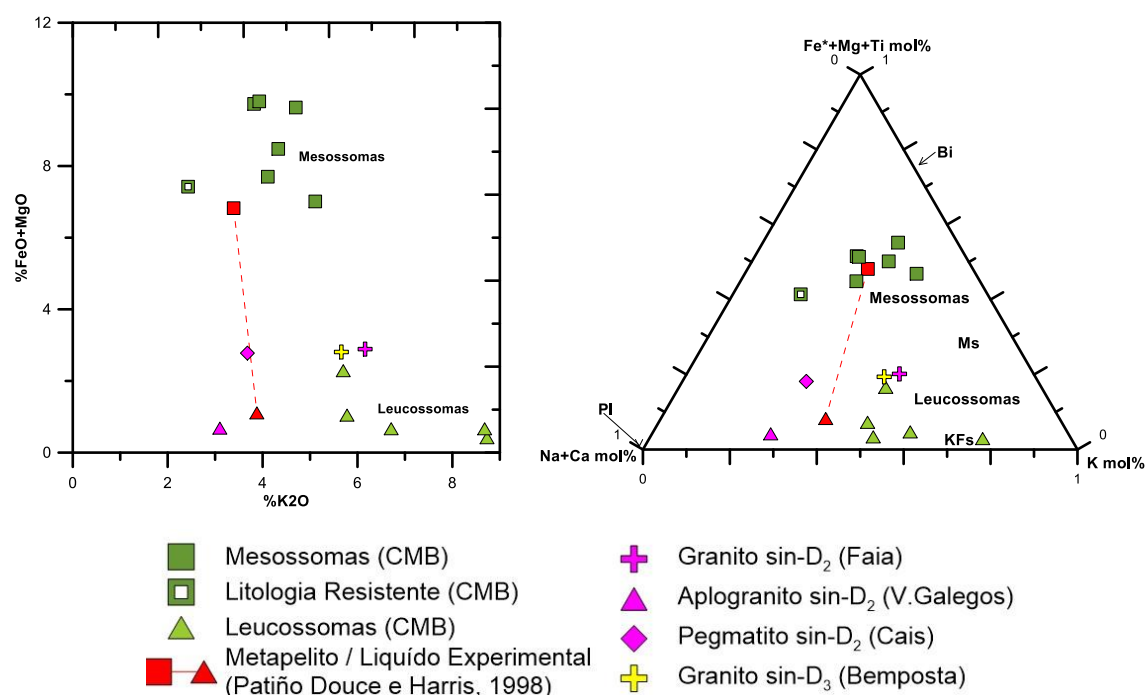


Figura VI.10: (a): Projeção das amostras analisadas no diagrama FeO_T+MgO vs K_2O (Milord et al., 2001). (b) Projeção das amostras no diagrama ternário $Fe^*+Mg+Ti - Na+Ca - K$ (mol%). (Solar e Brown, 2001).

As evidências retiradas destes diagramas, conjugadas com os dados geoquímicos e isotópicos discutidos nas secções precedentes parecem demonstrar que a formação do Complexo Migmatítico de Bemposta e dos corpos graníticos a ele associados envolveram a fusão parcial de protólitos pelíticos com composições análogas às dos metassedimentos do Grupo do Douro, sendo a sua diversidade geoquímica e isotópica explicada por variações nas taxas de fusão e/ou por diferentes graus de mistura / desmistura entre a fração fundida e cristais acumulados ou residuais.

CAPÍTULO VII: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

O presente trabalho envolveu as seguintes etapas: (a) caracterização macroscópica de alguns afloramentos do Complexo Migmatítico de Bemposta (CMB) e de vários corpos de granitóides variscos intruídos nestes terrenos (granito sin-D₂ de Faia 'd'Água Alta, aplogranito sin-D₂ de Vilarinho dos Galegos, pegmatito sin-D₂ do Cais de Bemposta e granito e aplogranito sin-D₃ da pedreira de Bemposta); (b) colheita de amostras representativas dos diferentes componentes do Complexo Migmatítico de Bemposta (leucossomas e mesossomas) e dos corpos graníticos que afloram na região; (c) estudo petrográfico das amostras colhidas e obtenção de dados de química mineral e, por fim, (d) caracterização geoquímica e isotópica das unidades amostradas.

A informação adquirida ao longo desta investigação permitiu retirar as seguintes conclusões:

- O bandado migmatítico estromático é a estrutura mais penetrativa no CMB. Desenvolve-se paralelamente à foliação S₂ regional e está frequentemente dobrado pela D₃. As estruturas mais antigas (sin-D₁) são praticamente irreconhecíveis no campo, mas podem, por vezes, ser identificadas ao microscópio pela presença de uma xistosidade interna em porfiroblastos sin-D₂ de biotite e de arcos poligonais.

- As relações de concordância entre o bandado migmatítico e a foliação S₂ do encaixante metassedimentar e a presença de indícios de deformação no estado sólido nos leucossomas estromáticos revelam que as condições de fusão parcial deverão ter sido atingidas durante a tectónica extensional D₂, embora se possam ter prolongado até ao início da D₃, altura em que terá ocorrido a cristalização dos fundidos anatóticos.

- A ausência de melanossomas nos bordos dos leucossomas sugere que a maioria destes fundidos não se encontra *"in situ"*. No entanto, a irregularidade dos contatos entre as bandas de leucossoma e os seus hospedeiros parece indicar que os paragnaisses estariam parcialmente fundidos aquando da injeção dos fundidos anatóticos.

- A abundância de biotite e silimanite nos mesossomas, aliada à ausência de moscovite prógrada permite concluir que a anatexia destas rochas foi controlada pela reação de fusão incongruente da moscovite. O pico metamórfico terá sido atingido no

ponto em que intersectaram a curva definida pela reação de fusão da moscovite ($T \approx 725^\circ$; $P \approx 7,5$ kbar), dando origem às paragêneses minerais de alto grau (isógrada da silimanite + feldspato potássico).

- A ocorrência de granada peritética em muitos dos leucossomas e corpos graníticos amostrados constitui uma sólida evidência de que estes líquidos foram gerados em níveis estruturais mais profundos através da reação de fusão incongruente da biotite e subsequentemente injetados nos terrenos onde atualmente se encontram.

- Após o pico metamórfico, ainda durante a D_2 , as rochas do CMB terão seguido uma trajetória de descompressão a alta temperatura que permitiu que se formassem abundantes volumes de líquidos anatéticos.

- As evidências petrográficas mostram que, durante a tectónica transcorrente D_3 , a evolução metamórfica ocorreu em condições de retrogradação, levando a que se cruzasse a curva da desidratação da moscovite em sentido inverso e se produzisse moscovite tardia. Este momento terá coincidido, aproximadamente, com o ponto em que os fundidos anatéticos intersectaram a curva “*solidus*” do granito e cristalizaram.

- Os dados de química mineral sugerem que tanto a biotite, como a granada, como até os feldspatos presentes nos mesossomas e leucossomas do CMB, assim como nos aplogranitos e pegmatitos foram fortemente reequilibrados durante a trajetória retrógrada, por interação entre o encaixante e os “*melts*” coexistentes, pelo que já não preservam as suas características químicas originais. É de salientar, contudo, que o quimismo das biotites (elevadas razões $Fe/(Fe+Mg)$ e baixos teores de Ti) é coerente com a hipótese destes corpos não terem derivado da fusão parcial “*in-situ*” dos seus hospedeiros e corresponderem a fundidos injetados.

- O espectro de composições apresentado pelos minerais constituintes dos corpos graníticos de maiores dimensões (feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite), além de comprovar a sua origem magmática, mostra que estes cristais cristalizaram a partir de magmas peraluminosos produzidos por taxas de fusão mais altas.

- Os dados de geoquímica de rocha total (elementos maiores e traço) para as amostras estudadas mostram que existe uma vincada relação de consanguinidade entre os fundidos anatéticos e os seus hospedeiros metassedimentares, sendo possível atribuir a sua diversidade química a (a) variações nas taxas de fusão; (b) mistura, em proporções

variáveis, entre os “*melts*” anatéticos e a fração sólida residual; (c) maior ou menor eficiência dos processos de extração / retenção de fases cumuladas.

- As assinaturas isotópicas Sr-Nd e as idades modelo (T_{DM}) das amostras analisadas sugerem uma origem comum para todas as rochas ígneas félsicas representadas na região investigada (leucossomas, aplogranitos, pegmatitos e granitos) e mostram que os fundidos a partir dos quais cristalizaram poderão ter derivado da fusão parcial de protólitos com composições semelhantes às dos metassedimentos do Grupo do Douro que afloram na região.

Em suma, o CMB é interpretado como um complexo anatético de injeção onde se acumularam quantidades significativas de fundidos produzidos em níveis estruturais mais profundos através da fusão parcial de protólitos supracrustais com composições análogas às dos metassedimentos do Grupo do Douro. As condições de anatexia terão sido atingidas no início da D_2 e continuado durante a trajetória de descompressão a alta temperatura, ainda na D_2 . A última fase de deformação varisca (D_3) desenvolve-se em condições retrógradadas, criando um contexto favorável para a cristalização dos fundidos anatéticos e a reidratação dos paragneisses hospedeiros. A presença de indícios de deformação no estado sólido nos leucossomas e corpos graníticos associados ao CMB revela que a tectónica transcorrente continuou depois da sua cristalização.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Pugnaire, M.T.G., Alvarez, S.L., Quesada, C., Fernández, L.R.R., Gil-Ibarguchi J.I. (2002). Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: Gibbons, W., Moreno, M.T. (Eds). *The Geology of Spain*. Geological Society of London.
- Almeida, A., Leterrier, J., Noronha, F., Bertrand, J.M. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326: 779-785.
- Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F. (2009). The genesis of I-type and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo Pluton, Central Iberian Zone (central Portugal). *Lithos* 111: 168-185.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L. (1987). Use and abuse of crust formation ages. *Geology* 15: 893-895.
- Arth, J.G., 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Arthaud, F., Matte P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud ouest de l'Europe. *Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation*. *Tectonophysics* 25: 139–171.
- Ashworth, J.R. (1976). Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland. *Mineralogical Magazine*, 40: 661 - 682.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2006). Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, pp. 107-121.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2013) Origem e Instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, C. (Eds.). *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, 377-401.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M., Medina, J. (2005). Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. In: Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G. (Eds), *The southern Variscan belt*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Volume 19, Paper 7.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pérez Estaún, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olo de Sapo. In: Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura: 469-483
- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S., Dautel, D. (1989). Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 207-219
- Barbey, P., Macaudiere, J., Nzenti, J. P. (1990). High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31: 401-427

- Bea, F., Pereira, M.D., Stroh, A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology.*, 117,291-312.
- Beetsma, J., 1995. The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Ph.D. Thesis, Vrije University, Netherlands, 223 pp.
- Behr, H.J., Engel, W., Franke, W., Giese, P., Weber, K. (1984). The Variscan belt in central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109: 15-40.
- Brooks, C.K., Henderson, P., Ronsbo, J.G., 1981. Rare earth element partitioning between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Mineral. Mag.*, 44, 157-160.
- Bruyin, H., Westhuizen, W.A., Schoch, A.E. (1983). The estimation of FeO, F, and H₂O+ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *Journal of Trace and Microprobe Techniques* 1(4): 399-413.
- Burg, J.P., Iglesias Ponce de León, M., Laurent, P., Matte, P., Ribeiro, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- Capdevila, R., Floor, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. España* 81/2-3, 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, L., Floor, P. (1973). Les granitoides varriques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France* 15, 209-228.
- Carrington, D.P., Watt, G.R., 1995. A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chem. Geol.*, 122: 59-76.
- Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., De la Rosa, J., El Biad, M., El Hmidi, H. (1999). H-type (hybrid granitoids): a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 255-276
- Corretgé, L.G., 1983. Las rocas graníticas e granitoides del Macizo Ibérico. In: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios. Tomo I. IGME, Madrid*, 569-592
- Cesare, B. (2008). Crustal melting: working with enclaves. In: Sawyer, E.W., Brown, M. (Eds.) *Working with Migmatites*. Mineralogical Association of Canada, Short Course 38: 37-55.
- Cesare, B., Acosta-Vigil, A., Ferrero, S., Bartoli, O. (2011). Melt inclusions in migmatites and granulites In: Forster, M.A., Fitz Gerald, J.D. (Eds.) *The Science of Microstructure - Part II, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, 38: 1441-8142.
- Cherniak, D.J. (2002). Ba diffusion in feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66: 1641-1650.
- Chichorro, M., Solá, A.R., Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Silva, J. (2011). Fragmentation of Neoproterozoic magmatic arcs along the northern Gondwana margin in the Late Ediacaran (SW Iberia). *Abstract Volume, Gondwana 14, East meets West, Búzios, Rio de Janeiro, Brasil*.
- Clarke, D.B. (1992). *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London. 283 pp.
- Coke, C. (2000). *Litostratigrafia do Ordovícico Inferior do ramo sul da Serra do Marão, norte de Portugal. Tese de Doutoramento (não publicada)*. Vila Real. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 330 pp.

- Costa M.M., Neiva, A.M.R., Azevedo, M.R., Corfu, F. (2014). Distinct sources for syntectonic Variscan granitoids: Insights from the Aguiar da Beira region, Central Portugal. *Lithos* 197, 83-98.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez-Alonso, G., Farias, P., Bastida, F., Aller, J. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307-337.
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 73: 135-149.
- Debon, F., Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Miner.* 111: 493-510.
- De Paolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189-202.
- De Paolo, D.J., Wasserburg, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252.
- Dias, G. (2001). Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, XXXIX, 121-143.
- Dias, G., Leterrier, J. (1994). The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif. *Lithos* 32, 207-223.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P.P., Bertrand, J.M. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* 45: 349-369.
- Dias, G., Simões, P.P., Ferreira, N., Leterrier, J. (2002). Mantle and crustal sources in the genesis of late-Hercynian granitoids (NW Portugal): geochemical and Sr-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research* 5 (2): 287-305.
- Dias G., Noronha F., Almeida A., Simões P. P., Martins H.C.B., Ferreira N. (2010). Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): síntese e inferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. In: Coteló Neiva, J.M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha F., Magalhães Ramalho M. (Eds.). *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, vol. I, *Geologia Clássica, Publicação comemorativa do Ano Internacional do Planeta Terra*, 143-160.
- Dias da Silva, I. (2013). *Geología De Las Zonas Centro Ibérica Y Galicia – Trás – Os - Montes En La Parte Oriental Del Complejo De Morais, Portugal/España*. Tese de Doutoramento. Universidad de Salamanca, 391 pp.
- Dias, R. (1994). Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, 278 pp.
- Dias, R. (1998). Estrutura varisca do autóctone do Terreno Ibérico Português. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro, Portugal*, 85, 29-38.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics* 246: 13-128.
- Dias, R., Coke, C., Ribeiro, A. (2006). Da deformação da Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg,

- J.C. (Eds). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Évora, Universidade de Évora, 35-61.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J. (2013). Evolução estrutural dos sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portuga*, Escolar Editora, 73–147.
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. (2016). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetical models, *Tectonophysics* 681, 170-194.
- Dickin, A.P. (1997). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 2nd edition, 490 pp.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. (1990). Central Iberian Zone: Structure. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg: 172-188.
- Díez Montes, A. (2007). *La Geología del Dominio del "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo*. PhD Thesis. Universidad de Salamanca, 402 pp.
- Díez Montes, A., Martínez Catalán, J.R., Bellido Mulas, F. (2010). Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17, 363–376.
- Dutrow, B.L., Henry, D.J. (2011). Tourmaline: A Geologic DVD. *Elements*, 7: 301–306.
- Dutrow, B.L., Foster, C.T., Henry, D.J. (1999). Tourmaline-rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist* 84: 794-805.
- Escuder Viruete, J. (1993). Mylonitic fabric development and tectonothermal model associated with variscan crustal extension, Northwest Salamanca, Spain (Iberian Hercinian Belt). *BRGM France*, (219), 66.
- Escuder Viruete, J. (1999). Evolución tectonothermal del Domo Gneisico de Tormes, Salamanca (NW de Macizo Ibérico). Implicaciones para la história compresional y extensional de la Zona Centro Ibérica. *Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, La Coruña*, 15, 386 pp.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1994a). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension, in the Tormes Gneiss dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 1-22.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1994b). Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneisico del Tormes (NO Salamanca). *Geogaceta*, 16: 35-38.
- Escuder Viruete, J., Lindares, A., Arenas, R. (2000a). P-T Paths Derived from Garnet Growth Zoning in an Extensional Setting: an Example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *Journal of Petrology*, 41, (10): 1489-1515.
- Escuder Viruete, J., Villar, P., Díez Montes, A., Fernández, J., Sanz Santos, M.A., Carrasco, R. (2000b). Mapa y Memoria explicativa de la hoja Nº 423 (Fermoselle) de Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. ITGE, Madrid
- Escuder Viruete, J., Díez Balda, M.A., Rubio Pascual, F., González Casado, J.M., Barbero, L., Martínez Poyatos, D., Villar Alonso, P., Martínez Catalán, J.R. (2004). La

- extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. In: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España*, SGEIGME, Madrid, 87-92.
- Esteves, A. (2006). As rochas metamórficas da região de Viseu. Dissertação de Mestrado. Universidade de Aveiro, 124 pp.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42/8: 1199-1212.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G., Rodríguez-Fernandéz, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto*, 1: 411-431.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 2nd edition. 589 pp.
- Faure, G. (2001). *Origin of Igneous Rocks. The Isotopic evidence*. Springer Verlag, Berlin. 494 pp.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez-Alonso, G. (2000). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society of London* 157: 565–576.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Jeffries, T.E., Pastor-Galan, D., Jenner, G.A., Murphy, J.B. (2011). Iberian late-Variscan granitoids: some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”. *Lithos* 123, 121–132.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carnicero, M.C. Gonzalo, M. López Plaza, M.D. Rodríguez Alonso (Eds), *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda, Madrid, 37 - 51.
- Ferreira, N. (coord.), Castro P., Pereira, E. (2005). *Carta Geológica do Parque Natural do Douro Internacional à escala 1:100.000*. Instituto Geológico Mineiro / Instituto da Conservação da Natureza (em publicação).
- Foland, K.A. (1974). Alkali ditrusion in orthoclase. In A. W.Hofmann, B. J. Giletti, H. S. Yoder, and R. A. Yund. (Eds.), *Geochemical Transport and Kinetics*, p.77-98. Carnegie Institution of Washington and Academic Press, Washington and New York.
- Fujimaki, H. (1986). Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 42-45.
- Gebauer, D., Martínez García, E., Hepburn, J.C. (1993). Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneis (NW Iberian Massif, Spain). Boston GSA annual meeting, abstracts with programs, 342.
- Gomes, M.E.P. (2012). Excursão geológica nas Arribas do Douro Internacional Norte. In Seminário "A Geologia na Rota do vinha e da vinha das Arribas do Douro Internacional Norte", APG, Lisboa: 80-100.
- Gomes, M.E.P., Alencão, A.M. (Coord.). (2005). *Património Geológico Transfronteiriço na Região do Douro – Roteiros*. Edição Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 120 p.

- Gomes, M.E.P., Alencão, A.M. (2006). A marca da geologia na paisagem das Arribas do Douro e do Alto Douro: miradouros emblemáticos. In: Estudo Euroregionais - Centro de Estudos Euroregionais da Galiza e Norte de Portugal, 34 - 48.
- Gomes, M.E.P., Neiva, A.M.R. (2005). Geochemistry of granitoids and their minerals from the Rebordelo-Agrochão area, northern Portugal. *Lithos* 81, 235-254.
- Gomes, M.E.P., Teixeira, R.J.S., Neiva, A.M.R., Corfu, F. (2011). Geochemistry and geochronology of granitic rocks from the Bemposta-Picote area (Northeast Portugal). In: Molina, J.F., Scarrow, J.H., Bea, F., Montero, P. (Eds.). VII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, 62.
- Gomes, M.E.P., Teixeira, R.J.S., Neiva, A.M.R., Corfu, F. (2015). Geoquímica e geocronologia dos granitóides da região de Bemposta-Picote, Nordeste de Portugal *Comunicações Geológicas*, 101, volume especial I: 115-118.
- Graessner, T., Schenk, V. (2001). An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of Northern Calabria: mineral chemistry, petrology and a P-T path of granulite facies metapelitic migmatites and metabasites. *Journal of Petrology* 42(5): 931-961.
- Green, T.H., Pearson, N.J. (1983). Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, 305: 414 - 416.
- Gross, A.O.M.S., Droop, G.T.R., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. (2009). Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: New insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguaya-Sul-Rio-Grandense shield. *Precambrian Research* 170: 157-174.
- Guidotti, C.V. (1978). Compositional variation of muscovite in medium to high-grade metapelites in northwestern Maine. *American Mineralogist* 63(8): 878-884.
- Guidotti, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 13: 357-456.
- Guidotti, C.V., Cheney, J.T., Guggenheim, S. (1977). Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist* 62: 438-448.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30: TC5008: 1-17.
- Gutiérrez-Marco, J.C., San José, M.A., Pieren, A.P. (1990). Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Germany, 160-171.
- Hallett, B.W., Spear, F.S. (2011). Insight into the cooling history of the Valhalla Complex, British Columbia. *Lithos* 125: 809-824.
- Hallett, B.W., Spear, F.S. (2014). The P-T history of anatectic pelites of the Northern East Humboldt Range, Nevada: Evidence for tectonic loading, decompression and anatexis. *Journal of Petrology* 55: 3-36.
- Hasalová, P., Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Hrouda, F., Ulrich, S., Haloda, J., Tycová, P. (2008). Origin of migmatites by deformation enhanced melt infiltration: a new model based on quantitative microstructural analysis. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 29-53.

- Hawthorne, F.C., Henry, D.J. (1999). Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral.* 11: 201-215.
- Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J.Sed. Petrol.* 58: 820-829.
- Iglésias, M., Ribeiro, A. (1981). La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu): Un linéament ancien réactivé pendant l'orogénese Hercynienne? *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67, 1: 89-93.
- Indares, A., Dunning, G. (2001). Partial melting of high P-T metapelites from the Tshenukutish terrane (Grenville Province): Petrography and U-Pb geochronology. *Journal of Petrology* 42 (8): 1547-1565.
- Irving, A.J. & Frey, F.A., 1978. Distribution of trace-elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 42, 771-787
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N. (1974). Memória explicativa do Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1: 1,000,000 scale). *Inst. Geol. Min. Espana*, 113 pp.
- Jung, S., Hoernes, S., Masberg, P., Hoffer, E., 1999. The Petrogenesis of Some Migmatites and Granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for Disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal Fractionation. *Journal of Petrology.*, 40(8), 1241-1269.
- Jung, S., Mezger, K., Masberg, P., Hoffer, P., Hoernes, S. (1998). Petrology of an intrusion related high grade migmatite: implication for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome forming processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 425-445.
- Kohn, M.J., Spear, F. (2000). Retrograde net transfer insurance for pressure-temperature estimates. *Geology* 28: 1127-1130.
- Kriegsman L.M. (2001). Partial melting, partial melt extraction, and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos* 56: 75–96.
- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- Lang, H.M., Gilotti, J.A. (2015). Modeling the exhumation path of partially melted ultrahigh-pressure metapelites, North-East Greenland Caledonides. *Lithos* 226: 131-146.
- Lemos de Sousa, M.J., Wagner, R.H. (1983). General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. In: Sousa, M.J., Oliveira, J.S. (Eds), *The Carboniferous of Portugal*, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29: 117-121.
- Le Breton, N., Thompson, A.B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 226-237.
- Liew, T.C., Hofmann, A.W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 129-138.

- Liew, T.C., McCulloch, M.T. (1985). Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 49: 587-600.
- López-Moro, F.J., López-Plaza, M. (2004) Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos* 72, 19–44.
- López-Moro, F.J., López-Plaza, M., Franco, P., Gomes, E. (2005). El control litológico y los cursos de agua: las cascadas del Pozo de Los Humos (Salamanca) y Faia da Água Alta (Bemposta). *Encontro Ibérico sobre património geológico transfronteiriço na região do Douro, Freixo de Espada à Cinta. Livro de Resumos*, 34-37
- López-Moro, F.J., López-Plaza, M., Romer, R.L. (2012). Generation and emplacement of shear-related highly mobile crustal melts: the synkinematic leucogranites from the Variscan Tormes Dome, Western Spain, *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 101: 1273-1298.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-82. (tradução para castelhano de J.M. Rios).
- Lotze, F. (1956). Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symp. zu Ehren Hans Stille*, 129-139.
- Lugmair, G.W., Marti, K. (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary Science Letters* 39: 349-357.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47, 11-30.
- Marques, F., Mateus, A., Tassinari, C. (2002). The late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359: 255-270.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M.L., Gil Ibarguchi, J.I. (1988). Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, 288: 969-996.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Bea, F. (2004). Zona Centroibérica: Introducción. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 68-69.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F., Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*, *Geologic Society of America, Boulder*, 403-423.
- Martínez Catalán, J.R., Rubio Pascual, F.J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, I., González Clavijo, E., Ayarza, P., Alcock, J.E. (2014). The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution. In: Schulmann, K., Martínez Catalán, J.R., Lardeaux, J.M., Janousek, V. and Oggiano, G. (Eds.), *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society, London, Special Publications 405, 225-247.
- Martínez Poyatos, D., Gutiérrez Marco, J.C., Prado Alonzo, M.V., Rábano, I., Sarmiento, G.N. (2004). La Secuencia Paleozoica postcámblica. In: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 81-83.

- Mendes Victor, L., Miranda, M., Matias, L. (1993). Crustal structure of western Iberia from geophysical studies. *Publ. Inst. Geog. Nac. España, Serie monográfica*, 10, 179-196.
- Meireles, C., Sá, A., Piçarra, J. M., González Clavijo, E., Ribeiro, A. (2006). Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico-Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). In: Mirão, J., Balbina, A. (Eds.). *VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz*, 2, 645-648.
- Meireles, C. (2012). Litoestratigrafia do Paleozoico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes). Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, Porto, 470 pp.
- Miller, C.F. (1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Milord, I., Sawyer, E.W., Brown, M. (2001). Formation of diatexite Migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology* 42(3): 487-505.
- Montero, P., Bea, F., González Lodeiro, F., Talavera, C., Whitheouse, M.J. (2007). Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo domain in Central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Paleozoic evolution of Iberia. *Geological Magazine*, 144 (6), 963–976.
- Morfin, S., Sawyer, E.W., Bandyayera, D. (2013). Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: an injection complex in northern Quebec. *Lithos* 168-169: 200-218.
- Nabelek, Pl., Bartlett, C.D. (1998). Petrologic and geochemical links between the post-collisional Proterozoic Harney Peak leucogranite, South Dakota, USA, and its source rocks. *Lithos* 45:71–85.
- Nash, W.P., Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients of trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2309-2322.
- Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P. (2001). Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa XXXIX*, 53-95.
- Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Gomes, M.E.P. (2007). Crystal chemistry of tourmaline from Variscan granites, associated tin-tungsten- and gold deposits and associated metamorphic and metasomatic rocks from Northern Portugal. *N. Jb. Miner. Abh.* 184(1): 45-76.
- Neiva, A.M.R., Williams, I.S., Ramos, J.M.S., Gomes, M.E.P, Silva, M.M.V.G., Antunes, I.M.H.R. (2009). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordoician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia área, central Portugal. *Lithos* 111 (3-4): 186-202.
- Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1981). Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le nord-ouest Péninsulaire. *Leidse Geologische Mededel* 52, 87-91.
- Oen, I. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España* 81, 271-298.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T., Romano, M. (1992). O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidade de Extremadura, 359-374.

- O'Reilly, S.Y., Zhang, M., Griffin, W.L., Begg, G., Hronsky, J. (2009). Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? *Lithos*, 112, S2, 1043-1054.
- Patiño Douce, A.E., Harris, N. (1998). Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39: 689-710.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 202–218.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., Rice, J.M. (1993). Octahedral excess mixing properties in biotite; a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist*, 78: 113-131.
- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M. (2003). Temperatures of granulite facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology* 44(5): 867-901.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Marques, F., Munhá, J., Castro, P., Ribeiro, M.L., Pereira, D., Noronha, F., Ferreira, N. (coord) (2001). Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, Folha 2 - Trás os Montes, Serviços Geológicos de Portugal.
- Pereira, E., Pereira, D.Í., Rodrigues, J.F., Ribeiro, A., Noronha, F., Ferreira, N., Sá, C.M., Farinha Ramos, J., Moreira, A., Oliveira, A. F. (2006). Notícia Explicativa da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:200.000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 119 pp.
- Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá, A.R., Medina, J., Silva, J.B. (2012). The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 192-195: 166-189.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. (2004). La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 21-25
- Pëto, P. (1976). An experimental investigation of melting reactions involving muscovite and paragonite in the silica-saturated portion of the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 15 kbar total pressure. *Programs in Experimental Petrology*, Natural Environment Research Council 3rd report, 41-45.
- Reavy, R.J. (1987). An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, northern Portugal. Ph.D. Thesis, University of St. Andrews, UK.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal, 24, 168 pp.
- Ribeiro, A. (1984). Evolução geodinâmica da zona centro-ibérica. *Geonovas* 1 (7): 145-146.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979). *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.

- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 397-410.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., Castro, P. (2013). Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes oriental). In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds). *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, 333-376.
- Ribeiro, S. (2004). Estudo geoquímico do maciço do Carrascal (Portalegre) e desenvolvimento de metodologias analíticas no LGI-UA. Tese de Mestrado. Aveiro: Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 155 pp.
- Rieder, M., Cavazzinil, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.; Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* 36: 905-912.
- Rodrigues, J.C. (2008). Património Geológico no Parque Natural do Douro Internacional: caracterização, quantificação da relevância e estratégias de valorização dos geossítios. Tese de Mestrado em Património Geológico e Geoconservação. Universidade do Minho, 187 pp.
- Rodrigues, J., Pereira, E., Ribeiro, A. (2013). Complexo de Mantos Parautóctones do NE de Portugal: Estrutura interna e Tectonoestratigrafia. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds). *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, 275-332.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, UK, 352 pp.
- Sá, A. (2005). Bioestratigrafia do Ordovícico do Nordeste de Portugal. PhD, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 571 pp.
- Sá, A., Meireles, C., Coke, C., Gutiérrez-Marco, J.C. (2003). Reappraisal of the Ordovician stratigraphy and paleontology of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone, NE Portugal). In: Albanesi, G.I., Beresi, M.S., Peralta, S.H. (Eds.), *Ordovician from the Andes*, INSUGEO, 113-136.
- Sá, A., Meireles, C., Coke, C., Gutiérrez-Marco, J.C. (2005). Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro Ibérica). *Comunicações Geológicas*, 92:31-74.
- Sawyer, E.W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Phys. Chem. Earth (A)* 24: 269–279.
- Sawyer, E.W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19: 291-309.
- Sawyer, E.W. (2008). *Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication*. vol. 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, 371 pp.
- Schermerhorn, L.J.G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (northern Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 37, 617 pp.
- Shand, S.J. (1972). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits*. (3ª Eds.). New York: John Wiley & Sons, 488pp.
- Shaw, D.M. (1972). The origin of the Apselety gneiss, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 9: 18-35.

- Silva, A.F., Ribeiro, A. (1985). Thrust tectonics of Sardinian age in the Alto Douro region (Northeastern Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71: 151-157.
- Solá, A.R., Chichorro, M., Pereira, M.F., Medina, J., Linnemann, U., Hofmann, M., Silva, J.B. (2011). Idades U-Pb dos zircões detríticos do Grupo das Beiras: Implicações para a evolução do SW da Ibéria durante o Neoproterozóico. *Livro de Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica / XVII Semana da Geoquímica*, Castelo Branco, 41.
- Solar, G.S., Brown, M. (2001). Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: Possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology* 42(4): 789-823.
- Spear, F., Kohn, M.J., Cheney, J.T. (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 17-32.
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R. (1997). Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from 'primitive' metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 352-370.
- Sousa, M.B. (1982). Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico Grupo do Douro. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 222 pp.
- Sousa, M.B. (1983). Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovícicas da ZCI. *Memórias e Notícias. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95, 65-99.
- Sousa, M.B. (1984). Considerações paleogeográficas sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 9-36.
- Sousa, M.B. (1985). Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Memórias e Notícias. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 100, 1-16.
- Sousa, M.B., Sequeira, A.J.D. (1989). Notícia Explicativa da Folha 10-D (Alijó). Lisboa. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Sun, S.-S., WF-S. McDonough. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42.1, 313-345.
- Steiger, R.H., Jager, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 359-362.
- Talavera, C., Montero, P., Martínez Poyatos, D., Williams, I.S., (2012). Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist-Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U-Pb geochronology. *Gondwana Research*, 22: 928-942
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C. (2005). JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium. *Chemical Geology* 168: 279-281.
- Tarney, J. (1977). Geochemistry of Archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: Widley, B.F. (Eds.) *The early history of the earth*. John Wiley, London. 405-417.

- Taylor, J., Stevens, G. (2010). Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatectites. *Lithos*, 120: 277-292.
- Taylor, J., Nicoli, G., Stevens, G., Frei, D., Moyen, J.F. (2014). The processes that control leucosome compositions in metasedimentary granulites: perspectives from the Southern Marginal Zone migmatites, Limpopo Belt, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 32: 713-742.
- Taylor, J., Stevens, G., Armstrong, R., Kisters, A.M.F. (2010). Granulite facies anatexis in the Ancient Gneiss Complex, Swaziland, at 2.73 Ga: Mid-crustal metamorphic evidence for mantle heating of the Kaapvaal craton during Ventersdorp magmatism. *Precambrian Research*, 177: 88–102.
- Teixeira, R.S.T. (2008). Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus enclaves da região de Carrazeda de Ansiães. Tese de Doutorado (não publicada). Vila Real. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 427 pp.
- Valverde Vaquero, P., Dunning, G. (2000). New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 157, 15–26.
- Valverde-Vaquero, P., Marcos, A., Farias, P., Gallastegui, G. (2005). U-Pb dating of Ordovician felsic volcanics in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta*, 3, 27-37.
- Valverde-Vaquero, P., Díez-Balda, M.A., Díez-Montes, A., Dörr, W., Escuder, J., González-Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F., Villar, P. (2006). Timing of Variscan metamorphism and the Central Iberian paradox. EGU06 Geophysical Research Abstracts, A-01309
- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1993). Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro Portugal* 79: 41-61.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J., Nolan, J. (2005). U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* 82: 169–184.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J., Martinez Catalán, J.R. (2007). Extensão varisca D₂ na cintura metamórfica de Porto-Viseu: dados geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Livro de Resumos da XV Semana de Geoquímica e VI Congresso Ibérico de Geoquímica, Vila Real, CD-ROM, 166-169.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Gonçalves, R. (2013). A sedimentação carbonífera na Bacia do Buçaco. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.). *Geologia de Portugal, Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, 259-274.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 257-276.
- Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G. (1998). Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos* 43, 55–79.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L. (1999). Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite–granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *Journal of Petrology* 40, 1465–1496.

- Villaseca, C., Pérez-Soba, C., Merino, E., Orejana, D., López-García, J.A., Billstrom, K., (2008). Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith (IberianVariscan Belt). *Journal of Geosciences* 53, 263–280.
- Villaseca, C., Bellido, F., Pérez-Soba, C., Billström, K. (2009). Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. *Mineralogy and Petrology* 96: 197–211.
- Villaseca, C., Orejana, D., Belousova, E., Armstrong, A., Pérez-Soba, C., Jeffries, T., (2012). U–Pb isotopic ages and Hf isotope composition of zircons in Variscan gabbros from central Spain: evidence of variable crustal contamination. *Mineralogy and Petrology* 101 (3): 151–167.
- Ward, C.D., McArthur, J.M., Walsh, J.N., 1992. Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW England. *Journal of Petrology.*, 33, 785-815.
- Waters, D.J. (1988). Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 387-404.
- Waters, D.J. (2001). The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. In: Kriegsman, L.M. (ed.) *Prograde and Retrograde Processes in Migmatites*, *Lithos* (special issue) 56: 97-110.
- Watson, E.B., Green, T.H., 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters.*, 56, 405-421.
- Watt, G.R. , Harley, S.L., 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 11, 550–566
- Whitney, D.L., Irving, A.J., 1994. Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus process. *Lithos.*, 32, 173-192.
- Wyhlidal, S., Thöny, W.F., Tropper, P., Mair, V. (2010). Multi-equilibrium and pseudosection modelling of the northernmost Southalpine basement (Brixen quartzphyllite, South Tyrol, Italy). *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 156: 159–173.
- Zane, A., Rizzo, G. (1999). The compositional space of muscovite in granitic rocks. *Canadian Mineralogist* 37: 1229–1238.
- Zeng, L., Asimow, P.D., Saleeby, J.B. (2005). Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 69: 3671–3682.
- Zindler, A., Hart, S.R. (1986), *Chemical Geodynamics*, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493–571.

ANEXO 1

Tabela 1.1: Composição química dos feldspatos potássicos – Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.3 B1 inc Kfs? (Line) Pt 1	108.3 B1 inc Kfs? (Line) Pt 2	108.3 B1 inc Kfs? (Line) Pt 3	108.3 B1 inc Kfs? (Line) Pt 4	108.3 B1 inc Kfs? (Line) Pt 5	108.3 B1 inclusao Kfs	108.3 B1 iincolorKf s? (Line) Pt 1	108.3 B1 iincolorKf s? (Line) Pt 2	108.3 B1 iincolorKf s? (Line) Pt 3	108.3 B1 iincolorKf s? (Line) Pt 4	108.3 B1 iincolorKf s? (Line) Pt 5	108.18 B2 Kfs B	108.18 B2 Kfs N	108.18 B2 Kfs B	108.19 B3 Kfs matriz
SiO ₂	46,03	45,61	45,36	45,78	46,08	45,95	46,01	45,48	45,82	45,85	46,01	62,91	63,18	62,76	34,81
TiO ₂	0,75	0,73	0,88	0,83	0,81	0,85	0,87	0,68	0,62	0,69	0,64	0,00	0,01	0,00	2,59
Al ₂ O ₃	36,36	35,59	35,41	35,42	35,81	35,64	35,81	35,37	35,72	35,88	36,24	18,61	18,86	18,67	19,55
FeO	0,98	0,89	0,89	1,01	0,94	0,87	1,04	0,95	0,94	1,07	0,96	0,00	0,00	0,00	20,21
MnO	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,21
MgO	0,55	0,56	0,58	0,56	0,56	0,58	0,59	0,65	0,60	0,63	0,58	0,00	0,01	0,00	8,04
CaO	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,67	0,70	0,75	0,67	0,65	0,59	0,66	0,71	0,67	0,73	0,69	0,29	1,19	0,71	0,23
K ₂ O	10,61	10,76	10,76	10,93	10,72	10,23	10,68	10,88	10,95	10,96	10,75	17,15	16,05	16,64	9,47
BaO	0,12	0,16	0,17	0,20	0,17	0,12	0,15	0,13	0,19	0,18	0,23	0,36	0,31	0,29	0,22
TOTAL	96,09	95,03	94,83	95,41	95,76	94,85	95,87	94,89	95,52	96,01	96,15	99,34	99,62	99,08	95,32
Si	2,21	2,22	2,21	2,22	2,22	2,23	2,22	2,22	2,22	2,21	2,21	2,96	2,95	2,95	1,94
Al	2,06	2,04	2,04	2,03	2,04	2,04	2,03	2,03	2,04	2,04	2,05	1,03	1,04	1,04	1,28
Ti	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,11
Fe	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,94
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,67
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,03	0,11	0,06	0,02
K	0,65	0,67	0,67	0,68	0,66	0,63	0,66	0,68	0,68	0,67	0,66	1,03	0,96	1,00	0,67
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Or	91,16	91,06	90,36	91,33	91,46	91,78	91,25	90,84	91,50	90,78	91,11	97,50	89,83	93,89	96,45
Ab	8,75	8,94	9,54	8,56	8,41	8,09	8,61	9,00	8,50	9,22	8,86	2,50	10,12	6,11	3,51
An	0,09	0,00	0,10	0,11	0,13	0,13	0,14	0,15	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,04

Tabela 1.1: Composição química dos feldspatos potássicos (continuação) – Leucossomas do CMB.

	Leucossomas do CMB														
	108.6UA Kfs (Line) Pt 1	108.6UA Kfs (Line) Pt 2	108.6UA Kfs (Line) Pt 3	108.6UA Kfs (Line) Pt 4	108.6UA Kfs (Line) Pt 5	108.6UA Kfs (Line) Pt 1	108.6UA Kfs (Line) Pt 2	108.6UA Kfs (Line) Pt 3	108.6UA Kfs (Line) Pt 4	108.6UA Kfs (Line) Pt 5	108.6UA Kfs (Line) Pt 1	108.6UA Kfs (Line) Pt 5	108.6UA Kfs Pt 2	108.6UA Kfs Pt 3	108.6UA Kfs(Pt 4
SiO ₂	63,82	63,47	63,51	63,92	63,48	63,34	63,46	63,15	63,58	63,88	63,82	63,48	63,47	63,51	63,92
TiO ₂	0,00	0,01	0,06	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	18,50	18,23	18,44	18,58	18,51	18,38	18,60	18,35	18,61	18,67	18,50	18,51	18,23	18,44	18,58
FeO	0,05	0,02	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00	0,03	0,06	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,08
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
CaO	0,04	0,07	0,06	0,07	0,06	0,03	0,05	0,45	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	0,06	0,07
Na ₂ O	1,57	1,46	1,84	1,75	1,45	1,10	1,44	0,49	2,46	2,13	1,57	1,45	1,46	1,84	1,75
K ₂ O	14,92	14,65	14,22	14,45	14,66	15,38	14,68	16,23	13,09	13,87	14,92	14,66	14,65	14,22	14,45
BaO	0,65	0,92	0,84	0,89	0,86	0,73	0,90	0,69	0,85	0,90	0,65	0,86	0,92	0,84	0,89
TOTAL	99,55	98,86	98,98	99,75	99,07	99,08	99,14	99,49	98,76	99,55	99,55	99,07	98,86	98,98	99,75
Si	2,97	2,98	2,97	2,97	2,97	2,97	2,97	2,96	2,97	2,97	2,97	2,97	2,98	2,97	2,97
Al	1,02	1,01	1,02	1,02	1,02	1,02	1,03	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01	1,02	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,14	0,13	0,17	0,16	0,13	0,10	0,13	0,04	0,22	0,19	0,14	0,13	0,13	0,17	0,16
K	0,89	0,88	0,85	0,86	0,88	0,92	0,88	0,97	0,78	0,82	0,89	0,88	0,88	0,85	0,86
Ba	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Or	86,07	86,54	83,30	84,17	86,66	90,07	86,79	93,55	77,49	80,84	86,07	86,66	86,54	83,30	84,17
Ab	13,76	13,13	16,42	15,50	13,03	9,78	12,97	4,26	22,16	18,88	13,76	13,03	13,13	16,42	15,50
An	0,17	0,33	0,28	0,33	0,31	0,16	0,23	2,19	0,35	0,28	0,17	0,31	0,33	0,28	0,33

Tabela 1.1: Composição química dos feldspatos potássicos (continuação) - Leucossomas do CMB.

	Leucossomas do CMB												
	108.6UA Kfs Pt 1	108.6UA Kfs Pt 2	108.6UA Kfs Pt 3	108.6UA Kfs Pt 4	108.6UA Kfs Pt 5	108.18 B1 Kfs peq B	108.18 B1 grande Pt 1	108.18 B1 grande Pt 2	108.18 B1 grande (Pt 3	108.18 B1 grande Pt 4	108.18 B1 grande Pt 5	108.18 B1 Kfs peq B	108.18 B1 Kfs peq N
SiO ₂	63,34	63,46	63,15	63,58	63,88	63,40	63,29	63,98	64,29	63,19	63,79	63,14	62,94
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	18,38	18,60	18,35	18,61	18,67	18,84	18,66	18,73	18,79	18,57	18,66	18,73	19,02
FeO	0,08	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04
MnO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	0,03	0,05	0,45	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	1,10	1,44	0,49	2,46	2,13	0,72	0,48	2,68	0,87	0,77	0,71	0,40	0,98
K ₂ O	15,38	14,68	16,23	13,09	13,87	16,97	17,32	13,95	16,61	16,57	17,06	17,22	16,64
BaO	0,73	0,90	0,69	0,85	0,90	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,02
TOTAL	99,08	99,14	99,49	98,76	99,55	99,93	99,82	99,43	100,66	99,15	100,27	99,62	99,67
Si	2,97	2,97	2,96	2,97	2,97	2,96	2,96	2,96	2,97	2,96	2,96	2,96	2,94
Al	1,02	1,03	1,02	1,02	1,02	1,04	1,03	1,02	1,02	1,03	1,02	1,03	1,05
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,13	0,04	0,22	0,19	0,06	0,04	0,24	0,08	0,07	0,06	0,04	0,09
K	0,92	0,88	0,97	0,78	0,82	1,01	1,03	0,82	0,98	0,99	1,01	1,03	0,99
Ba	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	90,07	86,79	93,55	77,49	80,84	93,95	95,99	77,42	92,60	93,36	94,05	96,63	91,72
Ab	9,78	12,97	4,26	22,16	18,88	6,05	4,01	22,58	7,39	6,62	5,95	3,37	8,25
An	0,16	0,23	2,19	0,35	0,28	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04

Tabela 1.1: Composição química dos feldspatos potássicos (continuação) – Granito e Aplogranito sin-D₂ Pegmatito sin-D₂.

	Granito e Aplogranito sin-D ₂								Pegmatito sin-D ₂		
	108.2 B1 kfs N	108.2 B1 kfs B	108.2 B2 Kfs N	108.2 B2 Kfs B	108.2 B2 Kfs N	108.17 B1 Kfs N	108.17 B1 Kfs B	108.17 B1 interface grt e tur	108.5A Kfs Pt 1	108.5A Kfs Pt 3	108.5A Kfs Pt 4
SiO ₂	64,09	64,20	64,38	64,28	63,78	65,16	64,41	64,73	63,91	60,98	62,30
TiO ₂	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	18,23	18,21	18,23	18,31	18,41	17,96	18,06	17,99	18,23	17,36	17,88
FeO	0,08	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,31	0,03	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,13	0,00	0,00	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
CaO	0,04	0,07	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00
Na ₂ O	0,41	0,22	0,40	0,32	0,36	0,53	0,67	0,43	0,27	0,88	0,64
K ₂ O	16,50	16,58	16,80	16,73	16,70	16,30	16,33	16,57	16,71	14,60	15,43
BaO	0,11	0,15	0,13	0,08	0,15	0,00	0,06	0,04	0,07	0,13	0,02
TOTAL	99,49	99,45	99,99	99,74	99,93	100,00	99,53	100,21	99,28	93,98	96,31
Si	2,99	2,99	2,99	2,99	2,97	3,01	3,00	3,00	2,99	2,99	2,99
Al	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	0,98	0,99	0,98	1,00	1,00	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,04	0,02	0,08	0,06
K	0,98	0,99	1,00	0,99	0,99	0,96	0,97	0,98	1,00	0,91	0,94
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	96,15	97,68	96,50	97,21	94,59	95,28	94,14	96,16	97,31	91,54	94,06
Ab	3,65	1,97	3,50	2,78	3,06	4,72	5,86	3,80	2,39	8,41	5,94
An	0,20	0,35	0,00	0,01	2,35	0,00	0,00	0,04	0,30	0,05	0,00

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases – Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.3 B1 PI N	108.3 B1 PI B	108.3 B1 PI B	108.3 B1 PI (Line) Pt 1	108.3 B1 PI (Line) Pt 2	108.3 B1 PI (Line) Pt 3	108.3 B1 PI (Line) Pt 4	108.3 B1 PI (Line) Pt 5	108.3 B3 PI B	108.3 B3 PI N	108.3 B3 PI B	108.3 B3 PI B	108.3 B3 PI N	108.3 B3 PI B	108.3 B4 Bt PI N
SiO ₂	63,81	64,30	64,40	64,19	64,78	64,64	65,40	64,70	64,07	63,77	63,86	64,05	63,78	60,31	65,08
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	22,64	22,00	22,74	22,07	21,85	21,91	21,84	22,25	22,40	22,63	22,49	22,47	22,44	20,56	21,92
FeO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,04	0,06	0,08	0,08	0,05
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
CaO	3,58	3,23	3,43	2,99	2,39	2,52	2,29	3,00	2,96	3,05	2,98	3,01	2,65	2,62	2,15
Na ₂ O	9,91	10,13	9,95	10,15	9,94	10,26	10,31	10,41	10,47	10,05	10,17	10,18	10,15	9,75	11,17
K ₂ O	0,21	0,11	0,23	0,20	0,85	0,33	0,66	0,12	0,24	0,61	0,19	0,32	0,19	0,17	0,13
BaO	0,04	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07
TOTAL	100,22	99,80	100,78	99,65	99,82	99,74	100,59	100,59	100,14	100,29	99,72	100,13	99,29	93,52	100,63
Si	2,82	2,84	2,82	2,84	2,86	2,86	2,87	2,84	2,83	2,82	2,83	2,83	2,83	2,85	2,86
Al	1,18	1,15	1,17	1,15	1,14	1,14	1,13	1,15	1,17	1,18	1,17	1,17	1,18	1,14	1,13
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,17	0,15	0,16	0,14	0,11	0,12	0,11	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,10
Na	0,85	0,87	0,85	0,87	0,85	0,88	0,88	0,89	0,90	0,86	0,87	0,87	0,87	0,89	0,95
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	1,13	0,58	1,25	1,12	4,71	1,82	3,62	0,66	1,27	3,28	1,02	1,75	1,05	0,96	0,68
Ab	82,42	84,51	82,96	85,03	84,10	86,46	85,84	85,69	85,41	82,84	85,19	84,47	86,49	86,23	89,77
An	16,45	14,91	15,79	13,85	11,19	11,73	10,54	13,65	13,32	13,88	13,79	13,78	12,46	12,80	9,55

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.3 B4 Bt PI B	108.3 B4 Bt PI B	108.4 B1 PI N	108.4 B1 PI B	108.4 B1 PI N	108.4 B1 PI B	108.4 B1 PI N	108.4 B1 PI B	108.6UT AD B2 PI Pt 1	108.6UT AD B2 PI Pt 2	108.6UT AD B2 PI Pt 3	108.6UT AD B2 PI Pt 4	108.6UT AD B2 PI Pt 5	108.6UT AD B2 PI Pt 6	108.6UT AD B2 PI Pt 7
SiO ₂	64,48	68,24	63,39	62,97	63,51	62,87	62,91	62,73	63,03	61,86	61,41	61,97	62,15	57,89	61,93
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	22,31	19,94	22,70	22,60	22,12	22,53	22,64	22,83	22,60	23,27	23,19	23,32	23,29	21,44	23,54
FeO	0,09	0,04	0,04	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	4,39	0,00
MnO	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,10	0,00
CaO	2,69	0,23	4,01	4,07	3,98	4,22	4,07	4,21	3,32	4,34	4,34	4,37	4,24	3,99	4,29
Na ₂ O	10,89	12,23	9,36	9,33	9,20	9,29	9,35	9,14	9,83	9,09	9,06	9,32	9,44	8,62	9,09
K ₂ O	0,09	0,23	0,30	0,17	0,24	0,18	0,22	0,14	0,29	0,43	0,49	0,45	0,26	0,15	0,41
BaO	0,03	0,00	0,07	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00
TOTAL	100,59	100,93	99,89	99,29	99,07	99,14	99,25	99,13	99,06	99,02	98,55	99,49	99,41	96,63	99,30
Si	2,83	2,97	2,81	2,81	2,83	2,81	2,80	2,80	2,81	2,77	2,77	2,77	2,77	2,72	2,76
Al	1,16	1,02	1,19	1,19	1,16	1,19	1,19	1,20	1,19	1,23	1,23	1,23	1,22	1,19	1,24
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,13	0,01	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,16	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21
Na	0,93	1,03	0,80	0,81	0,80	0,80	0,81	0,79	0,85	0,79	0,79	0,81	0,82	0,79	0,79
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Or	0,49	1,20	1,69	0,97	1,34	0,98	1,23	0,78	1,58	2,38	2,76	2,47	1,46	0,93	2,32
Ab	87,55	97,78	79,48	79,81	79,61	79,13	79,62	79,09	82,96	77,25	76,88	77,48	78,97	78,89	77,47
An	11,96	1,02	18,83	19,22	19,05	19,89	19,15	20,13	15,46	20,37	20,36	20,05	19,58	20,18	20,21

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.6UT AD B2 PI Pt 8	108.6UT AD B2 PI peq N	108.6UT AD B2 PI peq B	108.6UT AD B2 PI peq B	108.6UT AD B2 PI peq B	108.6UT AD B2 PI peq N	108.6UT AD B2 PI peq B	108.7 B2 pl N	108.7 B2 pl B	108.7 B2 PI envolvida po Bt N	108.7 B2 PI envolvida po Bt B	108.7 B2 PI N	108.7 B2 PI B	108.7 B2 PI N	108.7 B2 PI B
SiO ₂	62,31	61,74	62,25	61,72	62,68	62,17	62,15	63,19	63,15	62,59	62,53	63,81	63,87	63,28	63,65
TiO ₂	0,00	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,34	23,34	22,15	23,18	23,52	23,53	23,52	22,46	22,39	22,93	22,81	22,15	22,29	22,67	22,32
FeO	0,00	0,02	0,07	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,04	0,15	0,03	0,00	0,02	0,01
MnO	0,00	0,06	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
CaO	4,26	4,17	3,32	4,40	4,25	4,47	4,43	4,12	4,05	4,44	4,59	3,83	3,94	4,23	3,65
Na ₂ O	9,36	9,53	9,85	9,35	9,38	9,25	9,31	9,25	9,25	8,91	8,88	9,42	9,30	9,07	9,19
K ₂ O	0,23	0,12	0,17	0,16	0,19	0,23	0,21	0,30	0,27	0,26	0,17	0,17	0,15	0,30	0,51
BaO	0,00	0,09	0,06	0,02	0,01	0,02	0,07	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	99,49	99,10	97,90	98,98	100,08	99,67	99,76	99,36	99,19	99,20	99,14	99,44	99,60	99,59	99,36
Si	2,77	2,76	2,81	2,77	2,77	2,77	2,76	2,81	2,82	2,79	2,79	2,83	2,83	2,81	2,83
Al	1,22	1,23	1,18	1,22	1,23	1,23	1,23	1,18	1,18	1,21	1,20	1,16	1,16	1,19	1,17
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,20	0,20	0,16	0,21	0,20	0,21	0,21	0,20	0,19	0,21	0,22	0,18	0,19	0,20	0,17
Na	0,81	0,83	0,86	0,81	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,77	0,77	0,81	0,80	0,78	0,79
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Ba								0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	1,26	0,68	0,93	0,89	1,03	1,28	1,14	1,67	1,52	1,49	0,96	0,95	0,85	1,72	2,93
Ab	78,92	79,97	83,51	78,65	79,14	77,91	78,27	78,90	79,29	77,23	77,02	80,89	80,35	78,16	79,60
An	19,83	19,34	15,56	20,47	19,84	20,81	20,59	19,44	19,19	21,28	22,01	18,16	18,79	20,11	17,47

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.18 B2 PI B	108.18 B2 PI N	108.18 B2 PI B	108.18 B2 PI B	108.18 B2 PI N	108.18 B2 PI B	108.18 B3 PI B	108.18 B3 PI N	108.19 B3 PI B	108.19 B3 PI N	108.19 B3 PI B	108.19 B3 PI B	108.19 B3 PI N	108.19 B3 PI B	108.19 B3 PI B
SiO ₂	67,87	68,15	67,66	67,86	67,89	67,38	67,49	64,35	61,69	61,12	61,73	61,55	60,85	60,86	61,43
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	19,93	19,78	19,48	20,09	20,16	20,27	20,39	20,00	23,79	23,83	23,85	23,44	24,00	23,79	24,02
FeO	0,09	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10	0,18	0,10
MnO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,07	0,19	0,23	0,07	0,03	0,16	0,02	0,05	4,82	4,87	4,79	4,77	5,39	4,99	4,88
Na ₂ O	12,21	12,07	12,05	12,19	12,15	12,18	12,40	11,01	9,12	9,10	9,20	9,25	8,89	9,21	9,31
K ₂ O	0,24	0,13	0,14	0,14	0,10	0,17	0,12	0,29	0,13	0,14	0,14	0,13	0,18	0,19	0,18
BaO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,08	0,01	0,02
TOTAL	100,46	100,37	99,62	100,39	100,41	100,25	100,48	95,79	99,58	99,13	99,81	99,18	99,49	99,24	99,95
Si	2,96	2,97	2,98	2,96	2,96	2,95	2,95	2,94	2,75	2,74	2,75	2,75	2,72	2,73	2,73
Al	1,03	1,02	1,01	1,03	1,04	1,05	1,05	1,08	1,25	1,26	1,25	1,24	1,27	1,26	1,26
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,23	0,23	0,23	0,23	0,26	0,24	0,23
Na	1,03	1,02	1,03	1,03	1,03	1,03	1,05	0,98	0,79	0,79	0,79	0,80	0,77	0,80	0,80
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	1,25	0,72	0,75	0,74	0,53	0,88	0,63	1,71	0,74	0,76	0,78	0,73	0,99	1,01	0,99
Ab	98,43	98,43	98,22	98,94	99,33	98,41	99,29	98,07	76,82	76,58	77,04	77,25	74,17	76,15	76,78
An	0,32	0,84	1,03	0,33	0,13	0,71	0,08	0,22	22,44	22,66	22,18	22,02	24,84	22,83	22,23

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) – Mesossomas e Leucossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB			Leucossomas do CMB											
	108.19 B3 PI B	108.19 B3 PI N	108.19 B3 PI B	108.6UT AD B4 PI Pt 2	108.6UT AD B4 PI Pt 3	108.6UT AD B4 PI Pt 4	108.6UT AD B4 PI Pt 5	108.6UT AD B4 PI Pt 1	108.6UT AD B4 PI Pt 2	108.6UT AD B4 PI Pt 3	108.6UT AD B4 PI Pt 4	108.6UT AD B4 PI Pt 5	108.6UT AD B5 PI Pt 1	108.6UT AD B5 PI Pt 2	108.6UT AD B5 PI Pt 3
SiO ₂	61,43	61,26	61,25	61,89	62,15	63,13	63,58	63,81	62,00	61,48	62,61	62,74	62,27	62,13	62,05
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	24,02	23,73	23,66	23,50	23,37	22,51	22,62	22,82	23,70	23,66	23,11	22,35	23,16	23,33	23,18
FeO	0,10	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,05
MnO	0,00	0,00	0,07	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	4,88	4,93	4,95	4,36	4,46	3,30	3,46	3,42	4,41	4,69	4,03	3,52	4,16	4,46	4,38
Na ₂ O	9,31	9,04	8,87	9,38	9,20	9,94	9,88	9,87	9,29	9,11	9,49	9,78	9,49	9,34	9,33
K ₂ O	0,18	0,20	0,18	0,33	0,38	0,35	0,17	0,13	0,23	0,31	0,35	0,11	0,22	0,25	0,30
BaO	0,02	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,09	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,01
TOTAL	99,95	99,17	99,14	99,49	99,61	99,30	99,80	100,21	99,70	99,35	99,71	98,54	99,34	99,63	99,31
Si	2,73	2,74	2,74	2,76	2,77	2,81	2,82	2,81	2,76	2,75	2,78	2,81	2,78	2,77	2,77
Al	1,26	1,25	1,25	1,24	1,23	1,18	1,18	1,19	1,24	1,25	1,21	1,18	1,22	1,23	1,22
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,23	0,24	0,24	0,21	0,21	0,16	0,16	0,16	0,21	0,22	0,19	0,17	0,20	0,21	0,21
Na	0,80	0,78	0,77	0,81	0,79	0,86	0,85	0,84	0,80	0,79	0,82	0,85	0,82	0,81	0,81
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,99	1,09	1,02	1,79	2,11	1,94	0,95	0,70	1,25	1,69	1,92	0,59	1,22	1,37	1,67
Ab	76,78	76,00	75,65	78,14	77,20	82,84	82,99	83,36	78,21	76,54	79,44	82,93	79,53	78,05	78,06
An	22,23	22,91	23,33	20,07	20,69	15,22	16,06	15,94	20,53	21,78	18,64	16,48	19,25	20,58	20,27

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) - Leucossomas do CMB.

	Leucossomas do CMB														
	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.6UT	108.7 B1	108.7 B1	108.7 B1
	AD B5 PI	AD B5 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	AD B6 PI	PI N	PI B	PI inclusa
	Pt 4	Pt 5	Pt 1	Pt 2	Pt 3	Pt 4	Pt 5	Pt 1	Pt 2	Pt 3	Pt 4	Pt 5			em PI N
SiO ₂	61,91	63,10	63,18	62,77	62,71	62,64	63,36	64,28	63,01	63,08	62,94	63,52	63,49	63,12	63,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	23,34	22,69	23,00	23,58	22,50	23,44	23,27	22,68	23,31	23,49	23,44	23,04	22,62	22,75	22,24
FeO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01
MnO	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	4,39	3,33	3,76	4,17	3,78	4,22	4,02	3,29	4,09	4,29	4,19	3,76	3,86	3,98	3,82
Na ₂ O	9,52	9,99	9,96	9,35	9,02	9,18	9,57	9,84	9,58	9,58	9,64	9,92	9,51	9,39	9,43
K ₂ O	0,30	0,44	0,27	0,37	0,95	0,37	0,14	0,31	0,24	0,22	0,30	0,27	0,20	0,19	0,26
BaO	0,00	0,00	0,07	0,08	0,05	0,11	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00
TOTAL	99,48	99,56	100,27	100,38	99,02	100,00	100,40	100,44	100,29	100,71	100,55	100,55	99,70	99,58	99,55
Si	2,76	2,81	2,79	2,77	2,81	2,78	2,79	2,83	2,78	2,78	2,78	2,80	2,81	2,80	2,83
Al	1,23	1,19	1,20	1,23	1,19	1,22	1,21	1,18	1,21	1,22	1,22	1,20	1,18	1,19	1,16
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,21	0,16	0,18	0,20	0,18	0,20	0,19	0,15	0,19	0,20	0,20	0,18	0,18	0,19	0,18
Na	0,82	0,86	0,85	0,80	0,78	0,79	0,82	0,84	0,82	0,82	0,82	0,85	0,82	0,81	0,81
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	1,65	2,38	1,46	2,04	5,31	2,05	0,80	1,71	1,30	1,18	1,64	1,45	1,13	1,05	1,45
Ab	78,37	82,45	81,53	78,58	76,89	78,09	80,52	82,99	79,84	79,20	79,30	81,47	80,76	80,19	80,52
An	19,98	15,17	17,01	19,38	17,79	19,85	18,68	15,31	18,86	19,62	19,07	17,08	18,10	18,76	18,02

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) - Leucossomas do CMB.

	Leucossomas do CMB								
	108.7 B1 Pl inclusa em Pl B	108.7 B1 Pl N	108.7 B1 Pl B	108.18 B1 Pl Pt 1	108.18 B1 Pl Pt 2	108.18 B1 Pl Pt 3	108.18 B1 Pl Pt 4	108.18 B1 Pl Pt 5	108.18 B1 iPl em Kfs
SiO ₂	63,35	63,62	63,22	68,12	68,19	67,99	67,60	68,30	67,13
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	22,21	22,41	22,27	19,76	19,59	20,00	20,04	19,97	19,64
FeO	0,06	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,00	0,05
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	4,00	4,01	4,04	0,06	0,03	0,09	0,31	0,16	0,19
Na ₂ O	9,23	9,28	9,34	12,20	12,17	12,23	11,83	11,98	12,08
K ₂ O	0,24	0,31	0,26	0,23	0,28	0,18	0,17	0,23	0,13
BaO	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00
TOTAL	99,17	99,67	99,17	100,42	100,31	100,54	100,03	100,65	99,23
Si	2,82	2,82	2,82	2,97	2,98	2,97	2,96	2,97	2,97
Al	1,17	1,17	1,17	1,02	1,01	1,03	1,04	1,02	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,19	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,80	0,80	0,81	1,03	1,03	1,03	1,01	1,01	1,04
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	1,36	1,72	1,44	1,20	1,49	0,96	0,92	1,25	0,68
Ab	79,57	79,34	79,56	98,52	98,39	98,62	97,68	98,05	98,48
An	19,07	18,94	19,00	0,27	0,11	0,42	1,41	0,71	0,84

Tabela 1.2: Composição química das plagioclases (continuação) – Granito e Aplogranito sin-D₂ e Pegmatito sin-D₂.

	Granito e Aplogranito sin-D ₂								Pegmatito sin-D ₂						
	108.2 B3 PI N	108.2 B3 PI B	108.2 B3 PI N	108.2 B3 PI B	108.2 B3 PI N	108.2 B3 PI B	108.17 B2 PI N	108.17 B2 PI B	108.5A B1 PI N	108.5A B1 PI B	108.5A B PI N	108.5A B1 PI B	108.5A PI (Pt 5)	108.5A pertitte	108.5A pertitte
SiO ₂	68,63	68,05	68,86	68,60	68,18	67,40	67,73	67,73	67,42	67,28	67,36	67,38	67,53	66,38	63,95
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	19,56	19,17	19,54	19,21	19,60	19,69	19,60	19,44	20,23	19,30	19,62	20,00	19,93	19,53	18,51
FeO	0,00	0,02	0,13	0,42	0,04	0,22	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03
MnO	0,00	0,05	0,02	0,06	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,25	0,22	0,22	0,22	0,27	0,39	0,23	0,21	0,47	0,22	0,32	0,30	0,08	0,07	0,12
Na ₂ O	11,99	11,53	11,80	11,86	11,93	11,79	11,61	11,64	11,66	11,12	11,47	11,57	11,71	11,73	11,43
K ₂ O	0,09	0,08	0,11	0,10	0,11	0,14	0,13	0,20	0,21	0,15	0,15	0,16	0,10	0,16	0,10
BaO	0,06	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00
TOTAL	100,57	99,16	100,68	100,50	100,18	99,65	99,34	99,24	100,04	98,13	98,95	99,42	99,41	97,95	94,15
Si	2,99	3,00	2,99	2,99	2,98	2,97	2,98	2,99	2,95	2,99	2,98	2,97	2,97	2,97	2,98
Al	1,00	1,00	1,00	0,99	1,01	1,02	1,02	1,01	1,04	1,01	1,02	1,04	1,03	1,03	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Na	1,01	0,99	0,99	1,00	1,01	1,01	0,99	0,99	0,99	0,96	0,98	0,99	1,00	1,02	1,03
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,50	0,46	0,61	0,53	0,61	0,76	0,73	1,11	1,16	0,88	0,84	0,88	0,56	0,88	0,57
Ab	98,38	98,52	98,38	98,45	98,15	97,47	98,19	97,91	96,67	98,04	97,67	97,74	99,05	98,80	98,85
An	1,13	1,02	1,01	1,03	1,23	1,78	1,09	0,98	2,17	1,08	1,49	1,38	0,39	0,32	0,58

Tabela 1.3: Análises químicas das biotites - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.3 B1 Bt ext N	108.3 B1 Bt ext B	108.3 B1 Bt ext N	108.3 B1 Bt ext B	108.3 B1 Bt ext B	108.3 B1 Bt iclusa	108.3 B1 Bt iclusa	108.3 B2 Bt com Ms B	108.3 B2 Bt com Ms N	108.3 B2 Bt com Ms B	108.3 B2 Bt em Ms Pt 1	108.3 B2 Bt em Ms Pt 2	108.3 B2 Bt em Ms Pt 3	108.3 B2 Bt em Ms Pt 4	108.3 B2 Bt em Ms (Pt 5)
SiO ₂	33,69	37,90	34,97	33,32	35,34	34,72	31,62	34,61	34,61	34,31	34,44	34,46	34,12	34,10	34,11
TiO ₂	1,21	1,15	2,39	2,14	1,71	1,63	1,00	2,65	2,51	2,55	2,56	2,82	3,06	2,51	2,21
Al ₂ O ₃	19,23	24,52	19,12	18,79	18,58	19,34	18,93	18,76	18,82	18,71	18,65	18,94	18,12	18,68	18,85
FeO	21,90	16,37	21,46	21,18	19,49	20,50	22,66	20,18	20,78	21,31	20,59	20,25	20,91	21,43	20,93
MnO	0,26	0,22	0,28	0,27	0,28	0,26	0,28	0,28	0,26	0,28	0,24	0,25	0,26	0,24	0,24
MgO	8,06	6,85	8,06	8,04	8,46	8,36	9,41	8,04	8,08	7,53	7,92	7,98	7,53	7,83	7,84
CaO	0,09	0,02	0,01	0,05	0,10	0,04	0,07	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,18	0,20	0,11	0,03	0,16	0,09	0,05	0,19	0,14	0,08	0,17	0,25	0,07	0,12	0,13
K ₂ O	6,65	9,97	9,97	8,71	9,62	9,54	6,05	9,77	9,84	9,59	9,40	9,58	9,53	9,77	9,62
BaO	0,10	0,12	0,08	0,06	0,06	0,09	0,06	0,11	0,16	0,05	0,05	0,13	0,10	0,16	0,03
F	0,17	0,10	0,17	0,17	0,31	0,13	0,26	0,22	0,26	0,24	0,27	0,14	0,21	0,14	0,18
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,05	0,07	0,07	0,02	0,09	0,04	0,05	0,03	0,00	0,07	0,06	0,01	0,05
NiO	0,03	0,04	0,04	0,03	0,06	0,03	0,07	0,01	0,05	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05
Li ₂ O*	0,12	1,33	0,48	0,01	0,59	0,41	0,00	0,38	0,38	0,29	0,33	0,34	0,24	0,24	0,24
H ₂ O*	3,70	4,16	3,88	3,70	3,75	3,84	3,57	3,79	3,78	3,75	3,74	3,83	3,73	3,80	3,76
Subtotal	95,44	102,93	101,07	96,60	98,58	99,00	94,11	99,06	99,75	98,76	98,41	99,10	97,94	99,03	98,25
O=F,Cl	0,07	0,04	0,07	0,07	0,13	0,05	0,11	0,09	0,11	0,10	0,11	0,06	0,09	0,06	0,08
Total	95,37	102,89	101,00	96,52	98,45	98,95	94,00	98,96	99,64	98,66	98,29	99,04	97,85	98,98	98,18
Si	2,65	2,76	2,66	2,62	2,72	2,67	2,53	2,67	2,66	2,66	2,67	2,66	2,67	2,64	2,65
Al IV	1,35	1,24	1,34	1,38	1,28	1,33	1,47	1,33	1,34	1,34	1,33	1,34	1,33	1,36	1,35
Z (total)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,43	0,86	0,37	0,37	0,41	0,43	0,32	0,37	0,36	0,37	0,37	0,38	0,33	0,35	0,38
Ti	0,07	0,06	0,14	0,13	0,10	0,09	0,06	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,18	0,15	0,13
Fe3+	0,21	-0,06	0,06	0,12	0,09	0,09	0,25	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,09
Fe2+	1,23	1,06	1,30	1,28	1,17	1,23	1,26	1,24	1,27	1,30	1,25	1,24	1,29	1,31	1,28
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,95	0,74	0,91	0,94	0,97	0,96	1,12	0,92	0,92	0,87	0,91	0,92	0,88	0,90	0,91
Y (total)	2,90	2,67	2,80	2,85	2,76	2,82	3,04	2,77	2,78	2,79	2,78	2,78	2,77	2,80	2,80
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02
K	0,67	0,92	0,97	0,87	0,95	0,94	0,62	0,96	0,96	0,95	0,93	0,94	0,95	0,97	0,95
X (total)	0,70	0,95	0,98	0,88	0,98	0,95	0,63	0,99	0,99	0,96	0,96	0,98	0,96	0,98	0,98
F	0,04	0,02	0,04	0,04	0,08	0,03	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,03	0,05	0,03	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,61	7,62	7,79	7,74	7,73	7,77	7,67	7,76	7,77	7,75	7,73	7,76	7,74	7,79	7,77

Tabela 1.3: Análises químicas das biotites (continuação) - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.3 B3 Bt B	108.3 B3 Bt N	108.3 B3 Bt B	108.3 B3 Bt retrograda	108.3 B4 Bt inclusa	108.3 B4 Bt inclusa	108.3 B4 Bt exc Pt 1	108.3 B4 Bt exc (Pt 2)	108.3 B4 Bt exc Pt 3	108.3 B4 Bt exc (Pt 4)	108.3 B4 Bt exc Pt 5	108.4 Bt N	108.4 Bt B	108.4 Bt N	108.4 Bt B
SiO ₂	34,74	34,43	34,32	33,85	33,54	33,64	35,16	34,49	34,86	34,54	34,36	34,83	34,71	34,40	35,56
TiO ₂	2,31	2,33	2,34	2,53	2,29	2,25	2,43	2,23	2,22	2,22	2,14	3,36	3,55	3,66	3,59
Al ₂ O ₃	19,27	19,33	19,19	19,05	18,91	18,63	20,57	19,33	19,44	18,71	18,79	19,22	18,37	18,83	19,53
FeO	21,01	20,90	21,63	20,87	21,95	21,24	19,59	21,01	20,24	21,40	21,21	19,69	19,84	20,18	19,79
MnO	0,39	0,33	0,37	0,26	0,34	0,32	0,25	0,31	0,30	0,27	0,26	0,28	0,30	0,32	0,32
MgO	7,95	8,33	7,95	7,92	8,00	8,14	7,69	8,27	8,08	8,06	8,16	8,05	8,14	7,58	7,87
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	0,19	0,16	0,07	0,12	0,10	0,13	0,09	0,15	0,22	0,09	0,06	0,21	0,25	0,22	0,21
K ₂ O	9,92	9,30	9,59	9,94	9,79	9,66	10,10	9,73	9,80	9,92	9,83	9,47	9,21	9,27	9,49
BaO	0,17	0,12	0,11	0,08	0,13	0,17	0,14	0,06	0,11	0,08	0,11	0,14	0,16	0,15	0,10
F	0,15	0,14	0,22	0,27	0,27	0,22	0,17	0,18	0,20	0,21	0,27	0,17	0,11	0,22	0,18
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,08	0,07	0,03	0,04	0,07	0,08	0,07	0,02	0,09
NiO	0,02	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02
Li ₂ O*	0,42	0,33	0,30	0,16	0,07	0,10	0,54	0,35	0,45	0,36	0,31	0,44	0,41	0,32	0,65
H ₂ O*	3,86	3,85	3,80	3,73	3,72	3,72	3,90	3,83	3,83	3,80	3,75	3,86	3,85	3,79	3,93
Subtotal	100,46	99,63	99,96	98,83	99,16	98,26	100,76	100,06	99,78	99,71	99,31	99,86	99,02	98,98	101,35
O=F,Cl	0,06	0,06	0,09	0,11	0,11	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09	0,11	0,07	0,05	0,09	0,07
Total	100,40	99,57	99,87	98,72	99,04	98,17	100,69	99,98	99,70	99,62	99,20	99,78	98,97	98,89	101,28
Si	2,65	2,64	2,63	2,62	2,60	2,62	2,66	2,64	2,66	2,66	2,65	2,66	2,67	2,65	2,67
Al IV	1,35	1,36	1,37	1,38	1,40	1,38	1,34	1,36	1,34	1,34	1,35	1,34	1,33	1,35	1,33
Z (total)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,39	0,38	0,37	0,36	0,33	0,34	0,50	0,38	0,42	0,36	0,36	0,38	0,34	0,36	0,40
Ti	0,13	0,13	0,13	0,15	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,12	0,19	0,21	0,21	0,20
Fe3+	0,07	0,08	0,08	0,06	0,09	0,09	0,01	0,07	0,06	0,08	0,08	0,04	0,06	0,05	0,02
Fe2+	1,28	1,26	1,31	1,29	1,34	1,29	1,23	1,27	1,23	1,30	1,29	1,22	1,21	1,25	1,22
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,91	0,95	0,91	0,91	0,92	0,95	0,87	0,94	0,92	0,92	0,94	0,92	0,93	0,87	0,88
Y (total)	2,79	2,83	2,82	2,79	2,83	2,82	2,76	2,81	2,78	2,80	2,81	2,77	2,77	2,76	2,75
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03
K	0,97	0,91	0,94	0,98	0,97	0,96	0,98	0,95	0,96	0,97	0,97	0,92	0,90	0,91	0,91
X (total)	0,99	0,93	0,95	1,00	0,98	0,98	0,99	0,97	0,99	0,99	0,98	0,95	0,94	0,94	0,94
F	0,04	0,03	0,05	0,07	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,07	0,04	0,03	0,05	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,79	7,76	7,77	7,79	7,81	7,80	7,75	7,79	7,77	7,79	7,78	7,72	7,71	7,70	7,69

Tabela 1.3: Análises químicas das biotites (continuação) - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.4 Bt N	108.4 Bt B	108.6UTAD Bt Pt 1	108.6UTAD Bt Pt 2	108.6UTAD Bt Pt 3	108.6UTAD B Pt 4	108.6UTAD Bt Pt 5	108.6UTAD Bt peg	108.7 B2Bt N	108.7 B2Bt B	108.7 B2Bt palheta	108.7 B2Bt N	108.7 B2Bt B	108.7 B4 Bt N	108.18 B2 Bt
SiO ₂	34,58	34,94	34,83	34,62	34,48	34,62	34,59	34,97	35,05	34,94	34,98	35,15	33,40	32,20	28,55
TiO ₂	3,49	3,72	2,77	2,84	2,73	2,82	3,01	2,64	3,08	3,07	2,75	2,90	2,35	2,59	0,33
Al ₂ O ₃	18,76	18,81	20,30	20,21	20,32	20,46	19,93	20,09	19,49	19,10	19,08	19,15	19,62	17,85	19,45
FeO	19,70	19,35	18,44	18,84	18,88	18,73	18,69	19,21	18,63	18,78	18,78	18,32	20,27	14,10	28,01
MnO	0,37	0,26	0,29	0,25	0,22	0,26	0,30	0,29	0,20	0,20	0,26	0,20	0,20	0,12	0,30
MgO	7,97	8,01	7,75	8,00	8,04	7,80	7,86	8,03	8,82	8,75	8,96	8,98	9,87	8,10	6,98
CaO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,27
Na ₂ O	0,23	0,18	0,22	0,24	0,20	0,19	0,28	0,22	0,19	0,21	0,19	0,21	0,14	0,15	0,06
K ₂ O	9,31	9,08	9,75	9,79	9,83	9,63	9,72	9,85	9,38	9,44	9,46	9,32	6,67	7,92	1,12
BaO	0,21	0,13	0,12	0,17	0,10	0,13	0,18	0,07	0,13	0,11	0,16	0,12	0,09	0,18	0,00
F	0,00	0,16	0,19	0,19	0,16	0,17	0,22	0,14	0,14	0,17	0,46	0,20	0,19	0,13	0,11
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,07	0,05	0,07	0,07	0,09	0,06	0,03	0,04	0,01	0,07	0,05	0,05	0,06
NiO	0,08	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05
Li ₂ O*	0,37	0,48	0,44	0,39	0,34	0,38	0,37	0,49	0,51	0,47	0,49	0,53	0,03	0,00	0,00
H ₂ O*	3,91	3,85	3,84	3,85	3,86	3,86	3,82	3,89	3,90	3,86	3,72	3,85	3,76	3,46	3,42
Subtotal	99,02	99,04	99,01	99,47	99,22	99,18	99,08	99,96	99,57	99,15	99,32	99,02	96,70	86,85	88,71
O=F,Cl	0,00	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,09	0,06	0,06	0,07	0,19	0,09	0,08	0,05	0,05
Total	99,02	98,98	98,93	99,40	99,15	99,12	98,99	99,90	99,51	99,08	99,13	98,93	96,62	86,80	88,66
Si	2,66	2,68	2,66	2,64	2,64	2,65	2,65	2,66	2,66	2,67	2,66	2,68	2,58	2,73	2,41
Al IV	1,34	1,32	1,34	1,36	1,36	1,35	1,35	1,34	1,34	1,33	1,34	1,32	1,42	1,27	1,59
Z (total)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,37	0,37	0,49	0,46	0,47	0,49	0,45	0,46	0,41	0,39	0,38	0,40	0,36	0,51	0,35
Ti	0,20	0,21	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,15	0,18	0,18	0,16	0,17	0,14	0,16	0,02
Fe3+	0,05	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,15	0,09	0,49
Fe2+	1,22	1,20	1,17	1,18	1,19	1,18	1,17	1,19	1,15	1,16	1,14	1,12	1,16	0,91	1,49
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,92	0,91	0,88	0,91	0,92	0,89	0,90	0,91	1,00	1,00	1,02	1,02	1,13	1,02	0,88
Y (total)	2,78	2,76	2,74	2,75	2,76	2,75	2,74	2,76	2,78	2,77	2,76	2,77	2,95	2,71	3,25
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01
K	0,91	0,89	0,95	0,95	0,96	0,94	0,95	0,96	0,91	0,92	0,92	0,91	0,66	0,86	0,12
X (total)	0,95	0,92	0,98	0,99	0,99	0,97	0,99	0,99	0,94	0,95	0,95	0,94	0,68	0,88	0,16
F	0,00	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,11	0,05	0,05	0,03	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,73	7,67	7,72	7,74	7,75	7,72	7,73	7,75	7,72	7,72	7,71	7,71	7,63	7,59	7,40

Tabela 1.3: Análises químicas das biotites (continuação) - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB														
	108.19 B2 Bt porf Pt 1	108.19 B2 Bt porf Pt 2	108.19 B2 Bt porf Pt 3	108.19 B2 Bt porf Pt 4	108.19 B2 Bt porf Pt 5	108.19 B2 Bt matriz B	108.19 B2 Bt matriz B	108.19 B2 Bt matriz N	108.19 B2 Bt matriz B	108.19 B2 Bt matriz	108.19 B2 Bt matriz	108.19 B2 Bt porf Pt 1	108.19 B2 Bt porf Pt 2	108.19 B2 Bt porf Pt 3	108.19 B2 Bt porf Pt 4
SiO ₂	34,05	34,00	34,29	34,38	34,31	34,32	34,35	34,20	34,38	34,31	34,51	34,33	33,99	34,23	34,27
TiO ₂	2,47	2,73	2,59	2,54	2,63	2,74	2,59	2,62	2,92	2,51	2,42	2,60	2,63	2,59	2,52
Al ₂ O ₃	19,96	18,83	20,00	19,52	19,91	19,77	19,35	19,55	19,71	19,49	19,58	19,86	19,61	19,88	19,56
FeO	20,02	21,20	20,03	20,58	20,05	20,40	20,59	20,47	19,89	19,84	19,96	19,65	20,62	20,37	20,55
MnO	0,18	0,28	0,21	0,23	0,34	0,27	0,16	0,29	0,20	0,29	0,18	0,20	0,23	0,20	0,15
MgO	7,25	8,00	8,02	7,72	7,88	7,77	8,17	8,02	7,61	7,88	8,17	7,99	7,85	7,74	7,85
CaO	0,05	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Na ₂ O	0,26	0,07	0,32	0,21	0,25	0,23	0,24	0,25	0,23	0,25	0,27	0,30	0,27	0,32	0,24
K ₂ O	8,59	9,30	9,50	9,42	9,56	9,47	9,48	9,64	9,64	9,43	9,36	9,56	9,32	9,61	9,24
BaO	0,20	0,20	0,20	0,24	0,18	0,14	0,21	0,26	0,25	0,16	0,23	0,17	0,20	0,14	0,17
F	0,10	0,09	0,14	0,09	0,10	0,18	0,09	0,06	0,19	0,03	0,13	0,07	0,10	0,14	0,13
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,05	0,01	0,06	0,00	0,04	0,04	0,07	0,04	0,07	0,07	0,04	0,02
NiO	0,01	0,09	0,00	0,00	0,06	0,01	0,06	0,03	0,02	0,07	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Li ₂ O*	0,22	0,21	0,29	0,31	0,29	0,30	0,31	0,26	0,32	0,29	0,35	0,20	0,20	0,27	0,28
H ₂ O*	3,80	3,82	3,85	3,86	3,87	3,83	3,87	3,88	3,82	3,87	3,84	3,87	3,84	3,84	3,83
Subtotal	97,20	98,83	99,49	99,18	99,45	99,51	99,51	99,58	99,21	98,52	99,06	99,01	98,93	99,41	98,84
O=F,Cl	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,08	0,04	0,03	0,08	0,01	0,06	0,03	0,04	0,06	0,05
Total	97,16	98,80	99,43	99,14	99,41	99,43	99,47	99,56	99,13	98,51	99,01	98,98	98,89	99,35	98,79
Si	2,65	2,63	2,62	2,65	2,63	2,63	2,64	2,63	2,64	2,65	2,65	2,64	2,62	2,63	2,64
Al IV	1,35	1,37	1,38	1,35	1,37	1,37	1,36	1,37	1,36	1,35	1,35	1,36	1,38	1,37	1,36
Z (total)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,48	0,35	0,43	0,42	0,43	0,41	0,39	0,40	0,43	0,43	0,42	0,44	0,40	0,42	0,41
Ti	0,14	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,17	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15
Fe3+	0,08	0,08	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,04	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,08
Fe2+	1,22	1,29	1,22	1,26	1,23	1,25	1,25	1,25	1,24	1,22	1,21	1,21	1,26	1,24	1,25
Mn	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,84	0,92	0,91	0,89	0,90	0,89	0,93	0,92	0,87	0,91	0,93	0,91	0,90	0,89	0,90
Y (total)	2,78	2,83	2,78	2,79	2,79	2,78	2,80	2,80	2,76	2,79	2,79	2,78	2,80	2,78	2,80
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,01	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04
K	0,85	0,92	0,93	0,93	0,94	0,93	0,93	0,94	0,94	0,93	0,92	0,94	0,92	0,94	0,91
X (total)	0,90	0,93	0,98	0,96	0,97	0,96	0,97	0,98	0,98	0,97	0,96	0,98	0,96	0,99	0,94
F	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,68	7,76	7,76	7,75	7,76	7,75	7,77	7,78	7,74	7,76	7,75	7,76	7,76	7,77	7,74

Tabela 1.3: Análises químicas das biotites (continuação) – Mesossomas e Leucossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB							Leucossomas do CMB							
	108.19 B2 Bt porf Pt 5	108.19 B3 Bt porf Pt 1	108.19 B3 Bt porf Pt 2	108.19 B3 Bt porf Pt 3	108.19 B3 Bt porf Pt 4	108.19 B3 Bt porf Pt 5	108.19 B3 Bt matriz	108.6UTAD B4 Bt B	108.6UTAD B4 Bt N	108.6UTAD B4 Bt B	108.6UTAD B4 Bt B	108.6UTAD B4 Bt B	108.6UTAD B4 Bt N	108.6UTAD B5 Bt B	108.6UTAD B5 Bt B
SiO ₂	34,11	34,20	34,54	34,32	34,56	34,33	35,64	33,17	34,94	34,66	34,12	34,63	34,96	35,01	34,74
TiO ₂	2,45	2,53	2,50	2,46	2,62	2,55	2,61	2,96	3,07	3,03	1,64	2,47	2,37	2,94	2,63
Al ₂ O ₃	19,49	20,05	20,04	20,08	19,98	19,71	19,84	19,23	20,06	18,83	20,10	20,07	19,93	20,75	19,74
FeO	20,52	20,06	19,63	20,04	19,78	20,08	18,27	19,37	19,42	19,69	20,19	19,54	19,48	18,43	18,85
MnO	0,21	0,19	0,22	0,23	0,20	0,19	0,16	0,26	0,27	0,37	0,47	0,41	0,43	0,23	0,40
MgO	7,87	7,82	7,81	7,77	7,80	8,03	8,14	7,57	8,05	8,38	9,08	8,03	8,40	8,02	8,11
CaO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01
Na ₂ O	0,26	0,27	0,26	0,26	0,34	0,27	0,09	0,13	0,15	0,12	0,10	0,15	0,17	0,19	0,20
K ₂ O	9,37	9,61	9,51	9,45	9,67	9,50	9,70	9,84	9,90	9,88	8,89	9,60	10,07	9,98	10,04
BaO	0,15	0,14	0,15	0,16	0,26	0,20	0,08	0,14	0,18	0,14	0,09	0,04	0,00	0,12	0,08
F	0,02	0,12	0,05	0,11	0,12	0,20	0,05	0,08	0,18	0,21	0,15	0,15	0,15	0,23	0,15
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,04	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,07	0,03	0,05
NiO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,05	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,08
Li ₂ O*	0,24	0,26	0,36	0,30	0,37	0,30	0,68	0,00	0,48	0,40	0,24	0,39	0,48	0,50	0,42
H ₂ O*	3,87	3,85	3,89	3,86	3,87	3,81	3,95	3,75	3,89	3,82	3,84	3,86	3,89	3,88	3,86
Subtotal	98,61	99,10	99,05	99,08	99,58	99,27	99,40	96,56	100,63	99,56	99,00	99,36	100,42	100,33	99,36
O=F,Cl	0,01	0,05	0,02	0,05	0,05	0,09	0,02	0,03	0,08	0,09	0,06	0,06	0,06	0,10	0,06
Total	98,61	99,05	99,03	99,04	99,53	99,18	99,38	96,53	100,56	99,47	98,93	99,30	100,36	100,23	99,30
Si	2,64	2,63	2,65	2,63	2,64	2,63	2,71	2,62	2,64	2,66	2,61	2,65	2,65	2,64	2,66
Al IV	1,36	1,37	1,35	1,37	1,36	1,37	1,29	1,38	1,36	1,34	1,39	1,35	1,35	1,36	1,34
Z (total)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,41	0,44	0,46	0,45	0,44	0,41	0,50	0,41	0,43	0,36	0,43	0,46	0,44	0,49	0,44
Ti	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,18	0,17	0,17	0,09	0,14	0,14	0,17	0,15
Fe3+	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,02	0,04	0,01	0,04	0,09	0,04	0,03	-0,01	0,02
Fe2+	1,25	1,23	1,21	1,23	1,21	1,22	1,15	1,24	1,22	1,22	1,20	1,21	1,21	1,17	1,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03
Mg	0,91	0,89	0,89	0,89	0,89	0,92	0,92	0,89	0,91	0,96	1,04	0,92	0,95	0,90	0,93
Y (total)	2,80	2,78	2,78	2,79	2,76	2,78	2,74	2,77	2,76	2,78	2,88	2,79	2,79	2,74	2,76
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
K	0,92	0,94	0,93	0,93	0,94	0,93	0,94	0,99	0,96	0,97	0,87	0,94	0,98	0,96	0,98
X (total)	0,96	0,98	0,97	0,97	0,99	0,97	0,96	1,01	0,98	0,98	0,88	0,96	1,00	0,99	1,01
F	0,00	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,01	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,77	7,77	7,75	7,75	7,76	7,75	7,71	7,78	7,74	7,76	7,76	7,75	7,79	7,73	7,77

Tabela 1.3: Análises químicas das biotites (continuação) - Leucossomas do CMB.

	Leucossomas do CMB						
	108.6UTAD B5 Bt N	108.6UTAD B5 Bt	108.7 B1 Bt porf N	108.7 B1 Bt porf B	108.7 B1 Bt N	108.7 B1 Bt B	108.5A B1 inclu tna tur
SiO ₂	34,68	34,27	35,00	35,09	34,75	34,62	45,56
TiO ₂	2,67	2,52	3,14	3,19	2,98	3,14	0,21
Al ₂ O ₃	20,21	19,94	19,85	19,48	19,42	19,72	36,62
FeO	19,06	19,07	18,49	18,82	18,77	18,34	0,69
MnO	0,34	0,24	0,23	0,21	0,26	0,26	0,05
MgO	7,81	8,30	8,73	8,53	8,81	8,41	0,29
CaO	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	0,23	0,23	0,13	0,17	0,15	0,17	0,39
K ₂ O	9,83	9,09	9,68	9,55	8,95	9,62	10,96
BaO	0,08	0,06	0,12	0,19	0,11	0,14	0,08
F	0,24	0,12	0,14	0,00	0,07	0,17	0,10
Cr ₂ O ₃	0,05	0,11	0,06	0,06	0,08	0,00	0,00
NiO	0,03	0,04	0,02	0,05	0,07	0,00	0,00
Li ₂ O*	0,40	0,28	0,49	0,52	0,42	0,39	3,52
H ₂ O*	3,82	3,84	3,91	3,97	3,90	3,84	4,63
Subtotal	99,43	98,16	100,00	99,84	98,76	98,81	103,12
O=F,Cl	0,10	0,05	0,06	0,00	0,03	0,07	0,04
Total	99,33	98,11	99,94	99,84	98,73	98,74	103,08
Si	2,65	2,64	2,65	2,67	2,66	2,65	3,10
Al IV	1,35	1,36	1,35	1,33	1,34	1,35	0,90
Z (total)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al VI	0,47	0,45	0,43	0,42	0,41	0,43	2,04
Ti	0,15	0,15	0,18	0,18	0,17	0,18	0,01
Fe3+	0,02	0,06	0,01	0,03	0,05	0,02	-0,45
Fe2+	1,19	1,17	1,16	1,17	1,15	1,16	0,48
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
Mg	0,89	0,95	0,99	0,97	1,01	0,96	0,03
Y (total)	2,75	2,80	2,78	2,78	2,81	2,76	2,12
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05
K	0,96	0,89	0,94	0,93	0,87	0,94	0,95
X (total)	0,99	0,93	0,96	0,95	0,90	0,96	1,01
F	0,06	0,03	0,03	0,00	0,02	0,04	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,74	7,73	7,73	7,73	7,71	7,73	7,13

Tabela 1.4: Composição química das moscovites - Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB												
	108.3 B3 Ms B	108.3 B3 Ms N	108.3 B3 Ms B	108.3 B3 Ms peq	108.18 B2 Ms	108.18 B2 Ms	108.18 B2 Ms	108.19 B2 Ms matriz	108.19 B2 Ms matriz	108.7 B4 Ms N	108.7 B4 Ms B	108.7 B4 Ms intercrescida com Bt N	108.7 B4 Ms intercrescida com Bt B
SiO ₂	45,22	45,67	45,72	45,92	46,21	45,99	45,79	45,39	45,86	45,86	44,78	44,21	43,95
TiO ₂	0,41	0,72	0,67	0,31	0,91	1,00	0,91	0,50	0,64	0,64	1,25	1,41	1,20
Al ₂ O ₃	36,94	36,40	35,79	34,25	34,81	35,11	35,15	36,71	36,26	36,26	34,16	33,87	34,30
FeO	0,93	0,92	1,13	4,78	1,49	1,50	1,48	1,02	0,70	0,70	0,73	0,84	0,88
MnO	0,00	0,02	0,02	0,05	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03
MgO	0,53	0,58	0,69	1,04	0,94	0,81	0,79	0,60	0,58	0,58	0,67	0,61	0,54
CaO	0,03	0,03	0,02	0,16	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,75	0,79	0,77	0,43	0,59	0,49	0,54	0,73	0,71	0,71	0,62	0,61	0,69
K ₂ O	11,01	10,92	10,94	5,74	11,27	11,32	11,30	10,83	10,50	10,50	9,71	10,10	9,98
F	0,00	0,08	0,04	0,04	0,29	0,30	0,26	0,04	0,05	0,05	0,07	0,02	0,12
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,10	0,03	0,07	0,01	0,04	0,09	0,04	0,04	0,05	0,07	0,03
NiO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
BaO	0,24	0,15	0,10	0,09	0,07	0,09	0,11	0,57	0,40	0,40	0,25	0,25	0,15
Total	96,14	96,31	96,00	92,84	96,76	96,63	96,42	96,52	95,73	95,73	92,32	92,04	91,91
Si	3,00	3,02	3,04	3,10	3,06	3,05	3,05	3,01	6,09	3,05	3,07	3,06	3,04
Al IV	1,00	0,98	0,96	0,90	0,94	0,95	0,95	0,99	1,91	0,95	0,93	0,94	0,96
Z													
Al VI	1,89	1,86	1,84	1,83	1,79	1,80	1,81	1,88	3,77	1,88	1,83	1,82	1,84
Ti	0,02	0,04	0,03	0,02	0,05	0,05	0,05	0,02	0,06	0,03	0,06	0,07	0,06
Fe	0,05	0,05	0,06	0,27	0,08	0,08	0,08	0,06	0,08	0,04	0,04	0,05	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,06	0,07	0,10	0,09	0,08	0,08	0,06	0,11	0,06	0,07	0,06	0,06
Y													
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	1,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,10	0,10	0,06	0,08	0,06	0,05	0,09	0,05	0,03	0,08	0,08	0,09
K	0,93	0,92	0,93	0,50	0,95	0,96	0,08	0,92	1,76	0,88	0,85	0,89	0,88
X													
Fe/(Fe+Mg)	0,50	0,47	0,48	0,72	0,47	0,51	0,16	0,49	0,41	0,41	0,38	0,44	0,48
F	0,00	0,03	0,02	0,02	0,12	0,13	0,11	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,05
Total	7,05	7,03	7,04	6,79	7,04	7,03	7,95	7,03	13,84	6,92	6,94	6,98	6,98

Tabela 1.4: Composição química das moscovites (continuação) – Leucossomas do CMB, Aplogranito sin-D₂ e Aplogranito sin-D₃.

	Leucossomas do CMB		Aplogranito sin-D ₂		Aplogranito sin-D ₃				
	108.6UTAD Ms	108.6UTAD B6 Ms	108.17 B2 Ms N	108.17 B2 Ms B	108.11B B3 Ms (Line) Pt 1	108.11B B3 Ms (Line) Pt 2	108.11B B3 Ms (Line) Pt 3	108.11B B3 Ms (Line) Pt 4	108.11B B3 Ms (Line) Pt 5
SiO ₂	45,96	45,66	46,09	45,38	46,15	46,19	46,06	46,31	46,14
TiO ₂	0,97	0,70	0,04	0,02	0,19	0,15	0,18	0,15	0,18
Al ₂ O ₃	36,13	37,06	36,43	37,59	35,04	34,78	35,22	35,13	35,03
FeO	0,95	0,77	0,80	0,74	1,31	1,29	1,31	1,31	1,34
MnO	0,04	0,00	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02
MgO	0,51	0,55	0,13	0,12	0,65	0,71	0,65	0,68	0,71
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,71	0,78	0,52	0,71	0,58	0,54	0,44	0,44	0,52
K ₂ O	9,62	11,08	10,51	10,67	10,58	10,68	10,76	10,73	10,49
F	0,07	0,05	0,05	0,14	0,45	0,45	0,32	0,00	0,33
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
NiO	0,07	0,05			0,00	0,03	0,01	0,00	0,02
BaO	0,23	0,24	0,00	0,08	0,01	0,09	0,04	0,02	0,00
Total	95,33	97,00	94,63	95,52	94,98	94,92	95,02	94,83	94,79
Si	3,05	3,00	3,08	3,01	3,10	3,11	3,09	3,10	3,10
Al IV	0,95	1,00	0,92	0,99	0,90	0,89	0,91	0,90	0,90
Z									
Al VI	1,88	1,88	1,94	1,96	1,87	1,86	1,87	1,87	1,87
Ti	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,05	0,04	0,04	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,05	0,01	0,01	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
Y									
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,10	0,07	0,09	0,08	0,11	0,06	0,06	0,07
K	0,82	0,93	0,90	0,90	0,91	1,30	0,92	0,92	0,90
X									
Fe/(Fe+Mg)	0,51	0,44	0,78	0,78	0,53	0,50	0,53	0,52	0,51
F	0,03	0,02	0,02	0,06	0,19	0,19	0,13	0,00	0,14
Total	6,94	7,04	6,97	7,01	7,00	7,43	7,00	6,99	6,99

Tabela 1.5: Composição química das granadas – Aplogranito sin-D₂ Aplogranito sin-D₃.

	Aplogranito sin-D ₂			Aplogranito sin-D ₃						
	108.17 B1 Grt N	108.17 B1 Grt B	108.17 B1 Grt B	108.11B B3 Grt	108.11B B3 Grt	108.11B B3 Grt	108.11B B3 Grt	108.11B B3 Grt	108.11B B2 Grt	108.11B B2 Grt
SiO ₂	35,93	35,96	35,72	36,53	36,28	36,38	36,05	36,15	35,68	35,81
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	20,33	20,19	20,21	20,83	20,80	20,84	20,81	20,82	20,17	20,29
FeO	22,38	21,61	22,20	33,64	32,45	31,52	32,96	34,41	34,17	33,58
MnO	21,37	21,46	21,04	7,51	8,42	8,50	8,31	7,64	6,62	7,82
MgO	0,17	0,16	0,18	0,94	0,88	0,88	0,94	0,91	0,99	0,84
CaO	0,16	0,13	0,16	0,17	0,18	0,24	0,20	0,15	0,17	0,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,05
Total	100,34	99,52	99,52	99,62	99,02	98,43	99,30	100,09	97,82	98,55
Si	2,96	2,98	2,97	3,01	3,01	3,03	2,98	2,97	2,99	2,99
Al	1,97	1,98	1,98	2,02	2,03	2,04	2,03	2,01	2,00	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe 3+	0,11	0,06	0,09	-0,04	-0,04	-0,11	0,01	0,05	0,01	0,03
Fe 2+	1,43	1,44	1,45	2,35	2,29	2,30	2,26	2,31	2,39	2,32
Mn	1,49	1,51	1,48	0,52	0,59	0,60	0,58	0,53	0,47	0,55
Mg	0,02	0,02	0,02	0,12	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,10
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

Tabela 1.6: Composição química das turmalinas – Aplogranito sin-D₂ e Pegmatito sin-D₂.

	Aplogranito sin-D ₂			Pegmatito sin-D ₂					
	108.17 B1 Tur B	108.17 B1 Tur N	108.17 B1 Tur B	108.5A B1 Tur (Line) Pt 1	108.5A B1 tur (Line) Pt 2	108.5A B1 tur (Line) Pt 3	108.5A B1 tur (Line) Pt 4	108.5A B1 tur (Line) Pt 5	108.5A B1 tur (Line) Pt 6
SiO ₂	34,74	50,93	35,05	33,36	34,05	35,57	35,93	36,47	36,45
TiO ₂	0,30	0,26	0,35	0,63	0,60	0,56	0,65	0,43	0,26
Al ₂ O ₃	34,21	28,95	33,21	32,13	32,55	33,73	34,22	34,71	35,19
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
FeO	12,42	3,73	13,18	6,21	6,50	7,13	7,28	7,36	7,82
MgO	1,39	1,75	1,47	4,17	4,41	4,55	4,50	4,40	4,25
CaO	0,09	0,02	0,10	0,24	0,20	0,20	0,22	0,13	0,10
MnO	0,27	0,14	0,29	0,10	0,07	0,04	0,11	0,12	0,10
BaO	0,02	0,01	0,03	0,01	0,08	0,05	0,01	0,05	0,00
Na ₂ O	1,83	0,04	1,76	1,70	1,79	1,84	1,85	1,59	1,50
K ₂ O	0,06	10,22	0,04	0,05	0,06	0,04	0,07	0,04	0,02
F	0,03	0,17	0,21	0,08	0,14	0,05	0,10	0,08	0,06
H ₂ O*	3,55	4,29	3,45	3,36	3,40	3,58	3,60	3,64	3,66
B ₂ O ₃ *	10,33	12,67	10,30	9,85	10,03	10,44	10,58	10,66	10,68
Li ₂ O*	0,29	6,32	0,23	0,44	0,42	0,40	0,41	0,36	0,28
Total	99,57	119,5	99,70	92,35	94,28	98,19	99,55	100,02	100,38
O=F	0,01	0,07	0,09	0,03	0,06	0,02	0,04	0,03	0,03
Total*	99,55	119,4	99,61	92,31	94,22	98,17	99,50	99,99	100,35
T: Si	5,84	6,99	5,92	5,89	5,90	5,92	5,90	5,95	5,93
Al	0,16	0,00	0,08	0,11	0,10	0,08	0,10	0,05	0,07
B									
Z: Al	6,00	4,68	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y: Al	0,63	0,00	0,52	0,57	0,54	0,53	0,53	0,62	0,68
Ti	0,04	0,03	0,04	0,08	0,08	0,07	0,08	0,05	0,03
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,35	0,00	0,37	1,10	1,14	1,13	1,10	1,07	1,03
Mn	0,04	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe ²⁺	1,75	0,43	1,86	0,92	0,94	0,99	1,00	1,00	1,06
Li*	0,20	3,49	0,16	0,32	0,29	0,27	0,27	0,24	0,18
?Y									
X: Ca	0,02	0,00	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,60	0,01	0,58	0,58	0,60	0,59	0,59	0,50	0,47
K	0,01	1,79	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
r	0,37	0,00	0,39	0,36	0,35	0,36	0,36	0,46	0,51
OH	3,98	3,93	3,89	3,95	3,92	3,97	3,95	3,96	3,97
F	0,02	0,07	0,11	0,05	0,08	0,03	0,05	0,04	0,03
Na(+K)	60,97	99,81	58,76	59,54	61,52	60,42	60,41	51,17	47,60
Ca	1,62	0,19	1,89	4,56	3,72	3,65	3,91	2,30	1,74
x-vacancy	37,41	0,00	39,35	35,90	34,77	35,94	35,69	46,52	50,66
Mg/(Mg+Fe)	0,12	0,14	0,05	0,54	0,55	0,53	0,52	0,52	0,49
x-vacancy	0,39	0,00	0,40	0,38	0,37	0,38	0,38	0,48	0,52

Tabela 1.6: Composição química das turmalinas (continuação) – Aplogranito sin-D₃.

	Aplogranito sin-D ₃							
	108.11B B2 Tur N	108.11B B2 Tur B	108.11B B2 Tur B	108.11B B2 Tur N	108.11B B2 Tur B	108.11B B2 Tur B	108.11B B2 Tur B	108.11B B2 Tur B
SiO ₂	34,88	35,17	35,21	35,21	35,02	34,90	34,83	34,93
TiO ₂	0,06	0,03	0,02	0,01	0,07	0,10	0,09	0,17
Al ₂ O ₃	34,76	35,10	33,95	35,39	34,81	34,89	34,95	34,92
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00
FeO	11,99	12,31	11,34	11,89	12,28	11,92	11,95	11,77
MgO	0,83	0,91	2,26	0,67	0,76	1,04	1,01	1,09
CaO	0,08	0,05	0,07	0,06	0,06	0,10	0,09	0,10
MnO	0,20	0,18	0,10	0,24	0,20	0,16	0,14	0,15
BaO	0,00	0,00	0,02	0,06	0,07	0,05	0,00	0,05
Na ₂ O	1,59	1,57	1,88	1,42	1,51	1,73	1,68	1,56
K ₂ O	0,05	0,05	0,06	0,02	0,05	0,06	0,04	0,05
F	0,18	0,10	0,23	0,07	0,16	0,23	0,18	0,18
H ₂ O*	3,47	3,54	3,46	3,55	3,49	3,47	3,48	3,49
B ₂ O ₃ *	10,30	10,39	10,35	10,39	10,33	10,36	10,34	10,35
Li ₂ O*	0,38	0,33	0,29	0,39	0,36	0,40	0,37	0,37
Total	98,80	99,72	99,25	99,37	99,14	99,46	99,17	99,18
O=F	0,08	0,04	0,10	0,03	0,07	0,10	0,08	0,08
Total*	98,73	99,68	99,16	99,34	99,08	99,37	99,09	99,10
T: Si	5,88	5,88	5,91	5,89	5,89	5,86	5,86	5,87
Al	0,12	0,12	0,09	0,11	0,11	0,14	0,14	0,13
B								
Z: Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y: Al	0,80	0,80	0,63	0,87	0,80	0,76	0,78	0,78
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,21	0,23	0,57	0,17	0,19	0,26	0,25	0,27
Mn	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	1,69	1,72	1,59	1,66	1,73	1,67	1,68	1,65
Li*	0,26	0,23	0,20	0,26	0,24	0,27	0,25	0,25
?Y								
X: Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,52	0,51	0,61	0,46	0,49	0,56	0,55	0,51
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
r	0,46	0,47	0,36	0,52	0,48	0,40	0,43	0,46
OH	3,90	3,95	3,88	3,96	3,92	3,88	3,90	3,91
F	0,10	0,05	0,12	0,04	0,08	0,12	0,10	0,09
Na(+K)	52,97	51,96	62,51	46,73	50,46	57,87	55,72	51,90
Ca	1,41	0,98	1,21	1,07	1,01	1,89	1,70	1,88
x-vacancy	45,62	47,07	36,28	52,20	48,53	40,24	42,58	46,22
Mg/(Mg+Fe)	0,11	0,12	0,26	0,09	0,10	0,13	0,13	0,14
x-vacancy	0,47	0,48	0,37	0,53	0,50	0,42	0,44	0,48

ANEXO 2

Tabela 2.1: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs – Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB.						
	108.3	108.4	108.6	108.13	108.15	108.18b	108.19
SiO ₂	65,45	65,61	61,01	61	59,81	61,77	59,74
Al ₂ O ₃	17,51	15,52	17,25	18,94	17,95	18,06	19,06
Fe ₂ O ₃ (T)	6,22	5,91	7,6	6,66	7,4	5,63	7,79
MnO	0,082	0,082	0,095	0,076	0,076	0,083	0,074
MgO	2,11	2,11	2,9	2,49	2,98	1,95	2,8
CaO	0,48	1,97	0,95	0,68	0,56	0,93	1,19
Na ₂ O	1,31	3,32	2,16	2,66	1,05	0,64	1,99
K ₂ O	4,11	2,43	3,82	4,33	4,7	5,11	3,93
TiO ₂	0,729	0,863	0,946	0,776	0,846	0,795	0,945
P ₂ O ₅	0,15	0,1	0,11	0,16	0,12	0,74	0,14
LOI	2,73	1,58	2,01	3,03	3,44	2,8	1,81
Sc	15	14	17	15	17	14	17
Be	4	2	5	6	5	7	3
V	97	96	114	98	108	92	118
Cr	100	80	120	90	110	90	100
Co	15	14	18	15	21	14	18
Ni	40	30	40	40	50	30	40
Cu	20	30	20	40	30	20	20
Zn	100	80	110	90	150	160	110
Ga	24	18	26	23	24	30	27
Ge	2,4	2,2	2,8	1,7	2	3	2,6
As	0	0	0	8	25	0	0
Rb	200	136	257	231	262	359	191
Sr	102	260	142	134	84	190	226
Y	30,1	34,5	33,2	26,4	30,9	31,8	33,3
Zr	151	242	194	121	126	232	173
Nb	15,5	14,4	18,5	15,3	16,2	45,1	18,9
Mo	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0,7	1,1	0,9	0	0,5	0,8	0,8
In	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	0,1
Sn	5	3	7	7	4	67	4
Sb	0,8	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6
Cs	10,9	7	17,2	9,1	13,1	22,8	9,5
Ba	621	274	406	468	552	919	773
Hf	4,4	6,6	5,7	3,5	3,8	6,6	5
Ta	1,84	1,46	1,62	1,49	1,48	12	1,49
W	3,6	3,4	3,5	3,6	3,5	4,3	3,6
Tl	1,18	0,67	1,3	1,23	1,46	1,66	0,93
Pb	25	21	16	12	22	18	21
Bi	0,9	0,3	0,7	1,8	0,3	0,4	0,4
Th	14,1	18,1	18,5	15,1	16	16,8	18,8
U	4,75	3,6	3,59	3,18	2,89	7,46	3,02

Tabela 2.1: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs (continuação) – Leucossomas do CMB.

	Leucossomas do CMB				
	108.1	108.9	108.10	108.14	108.18a
SiO ₂	71,04	72,31	72,91	63,56	74,57
Al ₂ O ₃	16,02	14,9	14,51	18,73	13,2
Fe ₂ O ₃ (T)	0,88	1,97	0,58	0,49	0,39
MnO	0,023	0,03	0,012	0,026	0,019
MgO	0,26	0,52	0,15	0,23	0,07
CaO	0,37	1	0,39	0,98	0,24
Na ₂ O	3,33	2,27	2,48	4,5	1,39
K ₂ O	5,78	5,7	6,71	8,68	8,73
TiO ₂	0,097	0,384	0,039	0,04	0,045
P ₂ O ₅	0,14	0,37	0,25	0,29	0,43
LOI	1,38	1,2	0,88	1,16	0,44
Sc	1	2	2	1	0
Be	3	1	11	0	2
V	0	12	0	5	0
Cr	0	0	20	0	0
Co	1	3	1	1	1
Ni	0	0	0	0	0
Cu	0	0	30	0	0
Zn	0	50	0	0	0
Ga	12	20	12	10	10
Ge	1,9	1,2	3,4	2	4,1
As	0	0	7	0	0
Rb	174	141	191	231	339
Sr	187	215	106	170	102
Y	12,8	7,8	5,1	11,2	2,9
Zr	9	125	14	12	23
Nb	4,3	6,5	2,1	1,7	5,8
Mo	0	0	0	0	3
Ag	0	0,6	0	0	0
In	0	0	0	0	0
Sn	4	3	8	6	15
Sb	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7
Cs	2,9	3,5	9,9	4	17,3
Ba	523	552	443	851	129
Hf	0,4	3,8	0,6	0,5	1,2
Ta	1,04	0,57	0,83	0,7	4,49
W	3,4	2,3	3,2	2,6	2,4
Tl	0,93	0,64	0,89	1,48	1,76
Pb	50	63	59	45	27
Bi	1,1	0	1,5	0,5	0,1
Th	2,1	21,3	0,69	1,65	0,85
U	1,1	6,57	1,71	18,2	2,92

Tabela 2.1: Composições químicas em elementos maiores (% peso) e traço (ppm) referentes às amostras analisadas no Actlabs (continuação) – Granito e Aplogranito sin-D₂, Pegmatito sin-D₂ e Granito sin-D₃.

	Granito e Aplogranito sin-D ₂		Pegmatito sin-D ₂	Granito sin-D ₃
	108.2	108.17	108.5	108.12
SiO ₂	69,62	75,49	68,04	68,4
Al ₂ O ₃	14,72	14,98	18,66	16,63
Fe ₂ O ₃ (T)	2,45	0,71	2,27	2,46
MnO	0,016	0,298	0,062	0,039
MgO	0,69	0,05	0,74	0,6
CaO	0,68	0,27	0,65	0,77
Na ₂ O	2,18	4,97	4,17	2,4
K ₂ O	6,16	3,1	3,68	5,66
TiO ₂	0,499	0,009	0,255	0,425
P ₂ O ₅	0,52	0,33	0,25	0,42
LOI	1,5	0,71	1,96	1,98
Sc	1	0	7	3
Be	1	102	8	7
V	14	0	31	25
Cr	0	20	40	30
Co	1	0	3	4
Ni	0	0	0	0
Cu	0	0	0	0
Zn	80	40	40	100
Ga	26	19	22	29
Ge	1,5	4,6	4,3	2,3
As	9	0	0	7
Rb	346	338	152	414
Sr	69	10	74	82
Y	13,2	2,8	13,3	13,1
Zr	215	21	71	200
Nb	4,8	13,9	11,5	13,2
Mo	0	0	0	0
Ag	1	0	0	0,8
In	0,1	0,1	0,2	0,2
Sn	3	32	35	21
Sb	1	0,6	0,8	0,6
Cs	4,2	15,3	16,9	15,4
Ba	290	16	233	416
Hf	6,3	1,3	2,4	6,1
Ta	0,42	7,53	4,06	2,55
W	3,5	3,4	6,8	6,4
Tl	1,83	1,59	0,6	2,28
Pb	31	13	26	32
Bi	0,1	1,4	0,3	0,2
Th	46,7	0,71	6,2	37,1
U	4,79	2,08	4,54	6,41

Tabela 2.2: Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra – Mesossomas do CMB.

	Mesossomas do CMB						
	108.3	108.4	108.6	108.13	108.15	108.18b	108.19
La	43,6	52,4	55,6	46,4	50,9	46,4	58,6
Ce	84,8	104	109	88,2	96,5	90,9	112
Pr	9,73	11,7	12,1	10	10,9	10,6	12,6
Nd	36,9	44	45,9	37,3	40,1	40,5	47,7
Sm	7,23	8,57	8,85	6,99	7,78	7,84	9,15
Eu	1,56	2,07	1,35	1,44	1,43	1,73	1,65
Gd	6,23	7,12	7,16	5,8	6,59	6,62	7,48
Tb	0,92	1,08	1,03	0,86	0,98	1,01	1,06
Dy	5,42	6,02	6,07	4,87	5,63	5,86	6,04
Ho	1,06	1,22	1,17	0,91	1,11	1,11	1,13
Er	3,06	3,47	3,31	2,7	3,15	3,25	3,32
Tm	0,458	0,524	0,485	0,387	0,449	0,505	0,468
Yb	2,94	3,21	3,1	2,37	2,92	3,54	3,08
Lu	0,475	0,486	0,476	0,352	0,448	0,564	0,454

Tabela 2.2: Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra (continuação) – Leucossomas do CMB.

	Leucossoma do CMB s				
	108.1	108.9	108.10	108.14	108.18a
La	6,4	51,9	2,24	8,38	6
Ce	11,9	111	3,75	15,2	7,62
Pr	1,34	13	0,45	1,77	0,88
Nd	4,74	48,6	1,9	6,67	3,01
Sm	1,18	11,2	0,49	1,54	0,54
Eu	0,899	1,87	0,68	1,01	0,259
Gd	1,28	6,82	0,45	1,7	0,41
Tb	0,29	0,61	0,11	0,29	0,07
Dy	1,97	1,83	0,76	1,81	0,44
Ho	0,38	0,27	0,17	0,34	0,08
Er	1,04	0,69	0,56	1,06	0,27
Tm	0,173	0,086	0,11	0,161	0,051
Yb	1,11	0,49	0,68	1,09	0,38
Lu	0,168	0,07	0,108	0,168	0,06

Tabela 2.2: Composição química em terras raras (ppm) referente a cada amostra (continuação) – Granito e Aplogranito sin-D₂, Pegmatito sin-D₂ e Granito sin-D₃.

	Granito e Aplogranito sin-D ₂		Pegmatito Sin-D ₂	Granito sin-D ₃
	108.2	108.17	108.5	108.12
La	33,9	2,62	16,9	54
Ce	112	3,3	32,9	121
Pr	11,4	0,44	3,7	14,5
Nd	45	1,4	13,8	54,9
Sm	11,7	0,31	2,74	11
Eu	0,497	0,031	0,609	0,686
Gd	7,53	0,25	2,18	6,45
Tb	0,93	0,06	0,35	0,76
Dy	3,42	0,44	2,22	2,99
Ho	0,44	0,08	0,44	0,43
Er	0,94	0,25	1,37	1,09
Tm	0,115	0,061	0,239	0,144
Yb	0,63	0,45	1,68	0,83
Lu	0,074	0,066	0,249	0,121

Tabela 2.3: Dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr das amostras analisadas – Mesossomas do CMB, Leucossomas do CMB e Pegmatito sin-D₂.

	Mesossomas do CMB			Leucossomas do CMB				Pegmatito sin-D ₂
	108.3	108.6	108.18b	108.1	108.9	108.10	108.18a	108.5
Rb (ppm)	200	257	359	174	141	191	339	152
Sr (ppm)	102	142	190	187	215	106	102	74
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	5,696247	5,254329	5,484669	2,699199	1,901379	5,223475	9,666754	5,966941
erro	0,161114	0,148615	0,155130	0,076345	0,053779	0,147742	0,273417	0,168771
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,749423	0,742653	0,741167	0,734504	0,728858	0,727538	0,761769	0,748970
erro	0,000036	0,000028	0,000016	0,000022	0,000026	0,000023	0,000026	0,000022
Sm	7,23	8,85	7,84	1,18	11,20	0,49	0,54	2,74
Nd	36,9	45,9	40,5	4,7	48,6	1,9	3,0	13,8
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,119	0,117	0,117	0,151	0,120	0,156	0,109	0,120
erro	0,006	0,006	0,006	0,011	0,006	0,017	-----	0,007
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,511922	0,511850	0,511902	0,5120389	0,5118987	0,512130	-----	0,511899
erro	0,000019	0,000019	0,000016	0,000024	0,000019	0,000025	-----	0,000019